



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

Intégration de connaissances sédimentologiques et stratigraphiques dans la modélisation 3D des faciès sédimentaires marins

THÈSE

présentée et soutenue publiquement le 21 Juin 2007

pour l'obtention du

Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Lorraine

Spécialité Géosciences

par

Pierre KEDZIERSKI

Composition du jury

Rapporteurs : Cécile ROBIN
Jean BORGOMANO

Examineurs : Olivier DUBRULE
Gérard MASSONNAT
Jean-Jacques ROYER

Directeur : Jean-Laurent MALLET

Remerciements

Merci avant tout à Jean-Laurent Mallet et Jean-Jacques Royer pour m’ avoir accordé leur confiance et pour avoir accepté de me guider pendant de cette thèse. Je souhaite notamment exprimer ma profonde reconnaissance à Jean-Laurent qui, outre la passion et l’ enthousiasme qu’ il m’ a communiqué, a considérablement contribué à ce travail par son insatiable inspiration et ses encouragements. Travailler pendant trois ans à ses cotés a été une véritable chance.

Merci à Cécile Robin de l’ Université de Rennes I et à Jean Borgomano de l’ Université de Provence pour avoir accepté d’ être les rapporteurs de ce manuscrit et pour m’ avoir ainsi accordé de leur temps. Je remercie également Olivier Dubrule et de Gérard Massonnat de la compagnie Total pour avoir accepté de participer à mon jury.

Merci aux compagnies et universités membres du consortium Gocad qui ont financé cette thèse. Je pense particulièrement à ceux qui de près ou de loin se sont impliqués dans ces travaux. Merci à Jean-Claude Dulac, Stan Jayr (merci pour ton temps et tes modèles) et Laurent Deny de Earth Decision. Merci à Olivier Dubrule, Sylvie Delisle, Stewart Clark et l’ ensemble du Geoscience Research Centre de Total pour leur participation et pour leur accueil chaleureux à Aberdeen. Merci à Jean Borgomano, Jâmes Gari, Sophie Viseur et Juliette Lamarche de l’ Université de Provence pour leur accueil amical et pour l’ organisation de la sortie de terrain du Beausset. Cette confrontation à la réalité des réservoirs a fortement éclairée mon approche de la modélisation. Merci notamment à Jâmes pour son aide dans l’ application de ces travaux au Beausset. Merci enfin à Alan Curtis de BHP Billiton pour son intérêt régulier et ses remarques avisées concernant ces recherches.

Merci à mes relecteurs, Jean-Laurent, Jean-Jacques, Guillaume, Magali, Céline et Matthieu, sans oublier Fabrice pour ses commentaires concernant la partie stratigraphique.

Merci aussi à ceux qui ont mis de la vie au labo pendant ces trois années. Merci à Rémi, Bruno, Manu, Tobias, Laurent C., Anlor et à mes infatigables potes Marco et Olivier. Bon courage à vous deux pour la fin de vos thèses. Merci particulièrement à Guillaume pour ses encouragements, ses conseils et pour les nombreuses discussions partagées. Merci à Monique et Fatima pour leur constante bonne humeur et sans qui les contraintes administratives ne seraient pas de simples formalités.

Merci à mes amis qui m’ ont apporté réconfort, rire et bonheur, et qui ont participé à l’ animation des soirées et nuits nancéiennes, londoniennes, parisiennes, vosgiennes ou alpines. Merci à Séb, Raph, Al, Mag, Merca, Ridha, Marco, Olivier, Marie, Mitmit, Maxence, Madi, Sams, Dav, Mélo, Amel, Caro, Manu, Sabine, Emilie, Polo, Lucile, Claire, Marilène, Quentin, Alicia, Olive, Ju, Delphine, Pelou, et les gros du ski.

Enfin je voudrais rendre hommage à mes parents, à mes frères et à Céline et Basia. Que ce soit dans la peine ou la joie, leur présence, leur soutien et leur affection sont inestimables.

Amis et famille, sachez que si votre contribution à ces travaux peut paraître invisible, elle n’ en est pas moins considérable tant l’ amour, le partage et l’ amitié sont les moteurs de nos vies.

À mon grand-père Michel Simon et à ma famille,

Table des matières

Introduction	1
I Contexte théorique	11
1 Intégration d'information géologique dans les simulations de faciès	13
1.1 Complexité géologique et probabilités de faciès	13
1.1.1 Non-stationnarité de la variable faciès sédimentaire	13
1.1.2 Connaissances géologiques et probabilités de faciès	15
1.1.3 Conclusions et perspectives	15
1.2 Estimation spatiale conditionnée et interpolateur DSI	16
1.2.1 Notations	16
1.2.2 Principe de l'interpolateur DSI	17
1.2.3 Contraintes et rugosité	18
1.2.4 Discussion et perspectives	18
1.3 Combinaison de probabilités d'origine différente	19
1.3.1 Introduction	19
1.3.2 Combinaison d'informations non-redondantes	20
1.3.3 Combiner des informations redondantes	22
1.3.4 Conclusions	23
1.4 Conclusions et perspectives	23
2 Modélisation sédimentaire dans un cadre chronostratigraphique	25
2.1 Espace chronostratigraphique	25
2.1.1 Chronostratigraphie et stratigraphie séquentielle	25
2.1.2 Relation entre épaisseur et temps géologique	28
2.1.3 Challenges des modèles numériques	29

2.2	Modèle GeoChron	29
2.2.1	Paramétrisation de l'espace géologique	29
2.2.2	Mesure du taux de sédimentation	31
2.2.3	Discussion	33
2.3	Mise en œuvre numérique d'un cadre chronostratigraphique	34
2.3.1	Définition d'une grille chronostratigraphique	34
2.3.2	Interpolation dans une grille chronostratigraphique	36
2.3.3	Transferts entre l'espace géologique et chronostratigraphique	37
2.4	Conclusions et perspectives	39

II Modèles conceptuels et définition de règles sédimentologiques et stratigraphiques 41

3 Caractérisation sédimentologique des probabilités de faciès 43

3.1	Principes de sédimentologie de faciès	43
3.1.1	Faciès sédimentaires et processus de dépôt	43
3.1.2	Associations de faciès et environnements de dépôt	44
3.1.3	Reconstruction du paléopaysage : le modèle sédimentologique	44
3.2	Modèle sédimentologique et probabilités de faciès	45
3.2.1	Association déterministe entre faciès et bathymétrie	45
3.2.2	Probabilité de faciès et physiographie de la surface de dépôt	46
3.2.3	Règles de contrôle physiographique des faciès	47
3.3	Mise en œuvre de règles de contrôle physiographique des faciès	50
3.3.1	Structure de données d'une règle de contrôle physiographique	50
3.3.2	Mise en place d'une base de données de règles	51
3.3.3	Conditionnement des attributs physiographiques	51
3.4	Conclusions	52

4 Enregistrement sédimentaire du signal stratigraphique 55

4.1	Introduction	55
4.1.1	Lecture stratigraphique de l'enregistrement sédimentaire	55
4.1.2	Stratigraphie génétique, analyse séquentielle haute résolution	56
4.2	Décryptage de l'enregistrement sédimentaire	57
4.2.1	Contrôles allogénétiques du système sédimentaire	57

4.2.2	Espace d'accommodation	59
4.2.3	Remplissage effectif de l'espace d'accommodation	62
4.3	Hierarchisation des corps sédimentaires	64
4.3.1	Concept A/S et migration du système sédimentaire	64
4.3.2	Partitionnement volumétrique des sédiments	66
4.3.3	Distorsion du signal stratigraphique	67
4.4	Conclusions	68

III Intégration numérique des règles géologiques dans l'estimation des probabilités de faciès 69

5	Faciès sédimentaires et caractérisation physiographique du paysage 71
5.1	Introduction 71
5.1.1	Prédiction des variations topographiques 71
5.1.2	Approche proposée 72
5.2	Des faciès au taux d'accommodation 74
5.2.1	Du faciès à la bathymétrie 74
5.2.2	De la bathymétrie au taux d'accommodation 81
5.2.3	Conclusions 82
5.3	Du taux d'accommodation aux probabilités de faciès 82
5.3.1	Estimation du taux d'accommodation 82
5.3.2	Estimation de la paléotopographie 87
5.3.3	Profil topographique et probabilités de faciès 92
5.4	Conclusions 93
5.4.1	Avantages de la méthode proposée 93
5.4.2	Originalité par rapport aux solutions existantes 94
5.4.3	Limites du modèle et perspectives 95
6	Variations spatiales des faciès sédimentaires et distalité 97
6.1	Tendance spatiale de la variable faciès 97
6.1.1	Probabilité des faciès sédimentaires et distalité 97
6.1.2	Enregistrement stratigraphique de la distalité 98
6.1.3	Tendance ou anisotropie 100
6.1.4	Conclusions 100

6.2	Notion de fonction d'appartenance	101
6.2.1	Définition	101
6.2.2	Contrainte intrinsèque de probabilité	101
6.2.3	Vecteur de probabilités et tendance	103
6.3	Interpolation d'une variable avec tendance spatiale	105
6.3.1	Stratégies et contraintes possibles	105
6.3.2	Égalité entre gradient de probabilité et vecteur de tendance	106
6.3.3	Colinéarité entre gradient de probabilité et vecteur de tendance	107
6.3.4	Orienter le gradient de probabilité d'après la tendance	109
6.3.5	Discussions et perspectives	111
6.4	Conclusions	112
7	Surimposition de faciès diagenétiques	117
7.1	Place de la diagenèse dans les modèles de réservoirs	117
7.1.1	Principaux mécanismes diagenétiques	117
7.1.2	Effets de la diagenèse sur les propriétés réservoir	119
7.1.3	Caractérisation numérique de la diagenèse	119
7.2	Diagenèse météorique précoce des carbonates	120
7.2.1	Établissement de règles	120
7.2.2	Construction de la grille de dépôts	123
7.2.3	Estimation des probabilités de diagenèse	123
7.3	Diagenèse associée aux failles et fractures	126
7.3.1	Règles géologiques caractérisant les faciès de faille	126
7.3.2	Probabilités de faciès contrainte par la distance aux failles	127
7.3.3	Caractérisation de la zone endommagée puis des probabilités de faciès	129
7.4	Conclusions	130
	Conclusions	133
	Bibliographie	139

Table des figures

1	Construction d'un modèle de subsurface à partir d'horizons sismiques et de puits	3
2	Fonction d'appartenance et logique floue	6
3	Principe de l'inversion stratigraphique	7
1.1	Non-stationnarité des faciès sédimentaires	14
1.2	Méthodologie de modélisation de faciès proposée	24
2.1	Approche intuitive de l'espace chronostratigraphique	26
2.2	Représentation des structures sédimentaires dans l'espace géologique et chronostratigraphique	27
2.3	Stratigraphie sismique et étude des terminaisons des strates	28
2.4	Représentation de l'espace géologique, chronostratigraphique et de la paramétrisation GeoChron	30
2.5	Les trois composantes (u, v, t) de la paramétrisation GeoChron	32
2.6	Calcul du taux de sédimentation à partir de la paramétrisation GeoChron	33
2.7	Dissociation de la modélisation des propriétés et de la géométrie	34
2.8	Décomposition de l'espace chronostratigraphique	35
2.9	Optimisation de la grille chronostratigraphie et décomposition en séquences stratigraphiques	36
2.10	Problématique du transfert d'objets de l'espace géologique vers l'espace chronostratigraphique	38
2.11	Transfert d'objets de l'espace géologique vers l'espace chronostratigraphique	39
3.1	Limites de l'application d'un contrôle bathymétrique seulement	47
3.2	Caractérisation des faciès dans un espace n -dimensionnel	48
3.3	Règle sédimentologique regroupant les fonctions d'appartenance des faciès à un attribut physiographique	49
3.4	Structure de données d'une règle de contrôle physiographique	51
3.5	Caractérisation d'une fonction d'appartenance par un intervalle flou	52

Table des figures

4.1	Contrôles allocycliques de l'enregistrement sédimentaire	57
4.2	Eustatisme, niveau marin relatif et bathymétrie	58
4.3	Notion d'accommodation	60
4.4	Relation entre taux d'accommodation, taux de subsidence et variations eustatiques	61
4.5	Scénarii de création et réduction d'espace d'accommodation	62
4.6	La bathymétrie, résultat du comblement de l'espace d'accommodation . .	63
4.7	Concepts de transgression et régression, expression de l'interaction du taux d'accommodation et du flux sédimentaire	64
4.8	Relations entre architecture stratigraphique, taux d'accommodation et taux de sédimentation	66
4.9	Partitionnement volumétrique des sédiments et distorsion du signal	67
5.1	Méthodologie de modélisation des probabilités des faciès sédimentaires, en réponse aux variations physiographiques de la surface de dépôt	73
5.2	Courbe de bathymétrie à partir d'un log de faciès : application des règles de contrôle physiographique des faciès.	75
5.3	Modèle topologique d'une courbe diagraphique	76
5.4	Degré de lissage de l'interpolation en fonction de la taille du voisinage considéré pour le calcul de la rugosité	77
5.5	Identification sur les puits des régions de transgression et de régression pour l'interpolation de la bathymétrie	79
5.6	Chaîne d'opérations du traitement des puits : des faciès au taux d'accommodation	81
5.7	Indexation d'une section (u, v) de la grille chronostratigraphique	84
5.8	Estimation spatiale du taux d'accommodation dans l'espace chronostratigraphique	86
5.9	Calcul du taux de variations bathymétriques à partir du taux d'accommodation et de sédimentation	88
5.10	Représentation dans l'espace de dépôt de l'estimation de la paléotopographie	89
5.11	Topographie, érosion et hiatus sédimentaire	91
5.12	Interpolation de la topographie dans l'espace chronostratigraphique . . .	92
5.13	De la topographie aux probabilités de faciès	93
5.14	Coupe verticale dans une grille stratigraphique peinte avec le modèle de faciès le plus probable généré à partir des probabilités calculées	94
5.15	Surface isochrone de la grille stratigraphique dans laquelle a été peint un modèle de faciès généré à partir des probabilités calculées	95

6.1	Carte faciologique montrant une tendance dans la répartition des faciès sédimentaires	98
6.2	Relation entre flux sédimentaire et distalité	99
6.3	Anisotropie ou tendance.	100
6.4	Définition d'une fonction d'appartenance	102
6.5	Tendance d'un vecteur de probabilité	104
6.6	Stratégies de contrôle de l'interpolation d'une variable non-stationnaire .	106
6.7	Contrainte de colinéarité	108
6.8	Construction d'un champ vectoriel de tendance à partir d'une variable secondaire	109
6.9	Contrainte de colinéarité entre le gradient de la variable interpolée et un champ vectoriel de contrôle	110
6.10	Contrainte de direction	111
6.11	Contrainte de colinéarité et d'orientation sur le gradient de la variable interpolée	112
6.12	Déduction d'un champ vectoriel de tendance à partir du taux d'accommodation ou d'une carte interprétée	113
6.13	Estimation des probabilités de faciès sous contraintes de tendance et génération d'une réalisation par simulation <i>P-Field</i>	114
7.1	Principaux domaines soumis à la diagenèse météorique en milieu carbonaté	121
7.2	Caractérisation des zones vadose, phréatique et de mélange selon un critère géométrique	122
7.3	Relations entre les espaces géologique, chronostratigraphique et de dépôt	124
7.4	Construction de la grille de dépôt	124
7.5	Estimation de la probabilité des faciès diagénétiques liés à la diagenèse précoce météorique des carbonates	125
7.6	Combinaison des probabilités de diagenèse calculée pour des temps géologiques différents	125
7.7	Représentation schématique de la zone endommagée située au voisinage d'une faille	128
7.8	Règle caractérisant les faciès diagénétiques liés aux failles	128
7.9	Estimation de la probabilité d'observer un faciès diagénétique à partir de la distance aux failles	129
7.10	Estimation du critère de diagenèse à partir de la distance aux failles et d'un résidu	130
7.11	Caractérisation de la zone endommagée et des faciès diagénétiques à partir du critère calculé	131

Table des figures

1	Illustration de la méthodologie de modélisation des faciès sédimentaires proposée	134
---	---	-----

Introduction

La géomodélisation est une discipline aujourd'hui quasiment incontournable dans les études d'exploration et de production des ressources géologiques. Elle définit des outils et des méthodes informatiques qui permettent la modélisation numérique tridimensionnelle de la géométrie et des propriétés des corps géologiques de la subsurface [Mallet, 2002]. Ses impacts sont nombreux : intégration d'un grand nombre de données d'observation de nature et de qualité diverses, compréhension de structures géologiques complexes, estimation des ressources naturelles, ou simulation de leur production.

Pour décrire les caractéristiques du sous-sol à partir d'observations indirectes, la géomodélisation s'appuie sur une gamme d'outils permettant l'interprétation des données d'observation, la construction d'un modèle structural surfacique, la construction d'un modèle volumique au travers d'une grille structurée ou non structurée et son remplissage par des propriétés lithologiques et pétrophysiques. Cet ensemble de tâches définit la modélisation statique des réservoirs, en opposition aux modèles dynamiques d'écoulement qui en découlent. La modélisation sédimentaire consiste à prédire la géométrie des corps sédimentaires et la répartition des faciès qu'ils comportent. Dans ces travaux, l'utilisation du terme *faciès* fait référence à la notion de faciès sédimentaire défini par des critères lithologiques, biologiques et sédimentologiques (voir Chapitre 3).

Objectifs de la modélisation sédimentaire

Un modèle géologique est la prédiction ou la synthèse d'un système géologique, développée à partir de relations logiques ou mathématiques [Watney *et al.*, 1999]. La modélisation sédimentaire, qui s'intéresse au système géologique constitué de la sédimentation, du transport et de l'érosion des sédiments, peut adopter deux points de vue : l'étude de l'agencement des unités sédimentaires (modélisation stratigraphique) et celle de la nature et de la répartition des sédiments (modélisation sédimentologique). Les modèles sédimentaires peuvent également être distingués selon leur utilisation, qui est fonction de l'échelle du domaine d'étude et du stade de maturité du projet d'exploration/production.

Exploration et compréhension des bassins. Les modèles de bassin répondent à une double problématique : (1) l'échelle du domaine étudié, de l'ordre de la dizaine à la centaine de kilomètres latéralement et de l'hectomètre au kilomètre verticalement, implique une résolution de modélisation relativement faible, et (2) les modèles de bassin ont géné-

ralement lieu au cours des phases d'exploration, lorsque les données de subsurface sont encore peu nombreuses. L'enjeu est donc de comprendre la mise en place d'un bassin sédimentaire à partir de quelques sources d'information seulement. Dans ce cadre, la modélisation sédimentaire permet :

- de prédire l'architecture stratigraphique et de discriminer les scénarios possibles et impossibles de mise en place et d'évolution du bassin en rapport avec la stratigraphie ;
- de détecter les unités réservoir potentielles en considérant le type de bassin sédimentaire, son alimentation en sédiments, et les indications de la stratigraphie séquentielle sur la distribution des corps sédimentaires ;
- de contraindre les modèles de réservoirs en limitant le nombre de configurations possibles et de guider les prédictions de l'architecture et des hétérogénéités des réservoirs ;
- de contraindre les interprétations des données de subsurface, et notamment sismiques, par les profils et volumes simulés par les modèles stratigraphiques selon trois stratégies : générer les signatures sismiques de plusieurs configurations stratigraphiques et les comparer aux données réelles, faire correspondre itérativement le modèle aux observations, et utiliser les modèles stratigraphiques pour les études d'inversion sismique ;
- de tester et quantifier des concepts d'évolution de bassin, dans la mesure où la compréhension de l'histoire sédimentaire du bassin renseigne sur les conditions tectoniques et thermiques.

Production et évaluation des réservoirs. La problématique des modèles sédimentaires de réservoirs est différente puisque l'échelle de modélisation est sensiblement différente et qu'il s'agit généralement d'affirmer le potentiel des réservoirs décelés dans un bassin ou d'en affiner les capacités. Il s'agit donc d'estimer dans des grilles à haute résolution les volumes et les hétérogénéités des réservoirs à partir de données plus nombreuses, le projet d'exploration/production étant plus mature.

Les modèles de faciès à cette échelle font généralement partie des données d'entrée des simulations des propriétés pétrophysiques, telles que porosité, perméabilité, ou mouillabilité [Fichtl *et al.*, 1997; Doligez *et al.*, 1999; Kooistra et Potter, 2005]. Des lois de distribution des valeurs possibles pour chaque paramètre pétrophysique sont en effet associées aux différents faciès sédimentaires. Ainsi les modèles lithologiques ont un impact direct sur l'estimation des propriétés physiques conditionnant les écoulements fluides dans ces roches. Les modèles sédimentaires renseignent sur la distribution des faciès sédimentaires, dont deux aspects peuvent influencer l'estimation des capacités des réservoirs : le volume des roches réservoir et leur connectivité.

Pour des raisons de performance numérique, les simulations d'écoulement sont effectuées sur des grilles plus lâches, suite à une mise à l'échelle des modèles de faciès et pétrophysiques (*upscaling*). Malgré ce changement d'échelle, la réalisation de modèles sédimentaires à haute résolution détermine la qualité de l'évaluation des ressources et de leur production, en mettant en évidence d'éventuelles barrières de perméabilité, dont la taille est inférieure à la résolution des modèles d'écoulement, mais qui influent sur la

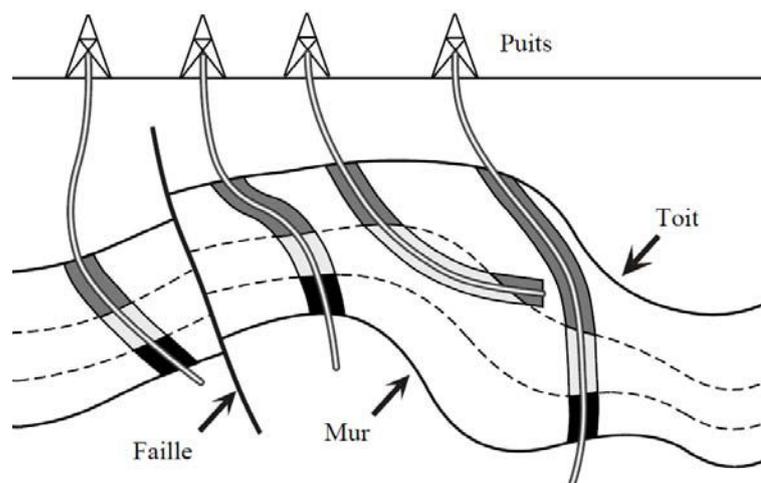


Fig. 1: Construction d'un modèle de subsurface à partir d'horizons sismiques et de puits. La problématique est de déterminer la géométrie des couches intermédiaires (en pointillés) non visibles sur les enregistrements sismiques, à partir d'horizons et de failles observées sur la sismique (en traits pleins) et en respectant les observations de forage. D'après Caumon [2003].

connectivité des volumes en production. La détection de tels objets, de faible dimension mais à fort impact sur les écoulements de fluides, est possible grâce à des modèles de faciès haute résolution et ensuite répercutés dans les étapes de mise à l'échelle des modèles pétrophysiques.

Problématique de la modélisation de subsurface

La réalisation d'un modèle de faciès sédimentaire, notamment dans les études de subsurface, est toutefois un exercice complexe. Il s'agit de décrire les caractéristiques du sous-sol à partir de données d'observation indirectes provenant de forages ou d'enregistrements géophysiques. La principale problématique des modèles sédimentaires est de corrélérer spatialement des observations haute résolution mais ponctuelles et éparses, les forages, avec pour seul indicateur spatial les enregistrements sismiques, données extensives mais de basse résolution (Figure 1).

L'expertise du géologue, notamment grâce à la sédimentologie de faciès et à la stratigraphie génétique, lui permet de se représenter l'ensemble de ces corrélations mentalement, ou sur des sections et des cartes [Homewood *et al.*, 1992]. Le passage à la modélisation numérique présente l'avantage de représenter et de visualiser tridimensionnellement les structures sédimentaires et les différents volumes de roches. Cet apport permet souvent de mieux appréhender les agencements géométriques complexes et de mieux comprendre les phénomènes géologiques mis en jeu. Cependant, le passage de la projection mentale à la projection sur un écran entraîne également deux inconvénients : la simplification des objets et des phénomènes représentés et le risque de perdre de vue la signification géologique du modèle généré. C'est pourquoi les principes sous-jacents de la modélisation doivent être ceux de l'interprétation de terrain, combinant observations et concepts géo-

logiques. En outre, toute étape de modélisation doit être non seulement cohérente avec les phénomènes physiques mis en jeu, mais requiert également une validation par un géologue, dont l'expertise permet de rebouter un scénario, une géométrie, ou une distribution de faciès.

État de l'art de la modélisation sédimentaire

Modélisation génétique

La modélisation génétique, ou *forward modeling*, consiste à générer un système géologique synthétique à partir d'un ensemble lois déterministes, de leurs conditions initiales et de leurs paramètres. On peut distinguer les modèles génétiques d'après le type de règle qu'ils utilisent.

Modèles géométriques. Avec ces modèles, les processus de transport, de dépôt et d'érosion ne sont pas décrits directement, mais ce sont les résultats géométriques de ces processus qui sont modélisés. La plupart des modèles de ce type sont fondés sur les travaux de Sloss [1962] qui associe la forme des corps sédimentaires au taux de subsidence, au volume, à la nature et au taux de dispersion des sédiments. Un exemple fameux de modèle géométrique est SEDPAK qui simule l'évolution bidimensionnelle du profil de dépôt [Strobel *et al.*, 1989]. Ce type de modèle concerne seulement la prédiction des interfaces stratigraphiques et non pas du remplissage faciologique.

Modèles d'écoulements. Ces modèles décrivent les processus de transport, d'érosion et de sédimentation des sédiments clastiques à l'aide d'approximations des équations de Navier-Stokes. Le principe sous-jacent de ces modèles est la loi de conservation de la quantité de sédiments en suspension :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = K \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \frac{\partial C}{\partial x} + Q_p - Q_s, \quad (1)$$

où C est la quantité de sédiment en suspension, K le coefficient de diffusion des particules sédimentaires, D le coefficient de dispersion hydrodynamique des grains en suspension, v la vitesse d'écoulement, Q_p le taux d'apport sédimentaire (production et érosion) et Q_s le taux de sédimentation. Tous les termes de (1) ne sont pas toujours présents dans l'ensemble des modèles fondés sur les lois d'écoulement, ce qui fait leurs principales différences. D'une manière générale, on peut retenir que le régime hydraulique, le champ de vitesse de l'écoulement et la taille des particules sont les principaux paramètres de contrôle de ces modèles. Le modèle le plus utilisé est certainement SEDSIM [Tetzlaff et Harbaugh, 1989], qui permet d'intégrer également des paramètres supplémentaires tels que les variations de niveau eustatique. D'autres modèles hydrodynamiques ont cependant été également développés [Priddy, 1996; Cancino et Neves, 1999; Kedzierski, 2004], et notamment SIMSAFADIM qui inclut un terme de production afin de prendre en compte les systèmes carbonatés [Bitzer et Salas, 2002].

Modèles de versant dynamiques. Également appelés modèles diffusifs, ces modèles combinent l'équation de conservation de la masse à une équation de transport qui simule les phénomènes d'érosion, de transport et de sédimentation des particules sédimentaires. Dans les modèles de versant dynamiques, l'équation de transport est approximée par la diffusion de la topographie [Kenyon et Turcotte, 1985; Jordan et Flemings, 1991; Rive-naes, 1992], assumant ainsi que les processus sédimentaires sont essentiellement gravitaires (turbidites exceptées). Le modèle DIONISOS propose un modèle multi-lithologique pour lequel les variations d'épaisseur au cours du temps de chaque lithologie est fonction du gradient de la pente de la surface de dépôt [Granjeon, 1996; Granjeon et Joseph, 1999] :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}, \quad (2)$$

où h représente l'épaisseur de sédiment, t le temps, x la position sur la surface de dépôt et κ le coefficient de diffusion, fonction de la lithologie. A la diffusion de la topographie peut être ajouté un terme advectif décrivant l'avancée et la retraite de la surface de dépôt [Karner et Driscoll, 1997; Driscoll et Karner, 1999] :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - v \frac{\partial h}{\partial x}, \quad (3)$$

où v représente la vitesse d'avancement du versant le long de la marge. Ces modèles sont basés sur l'équilibrage de surface topographique par remobilisation des sédiments détritiques. Afin de les étendre aux systèmes carbonatés ou mixtes, le modèle DIBAFILL ajoute un terme de production carbonatée [Quiquerez *et al.*, 1997, 2000].

Modèles de logique floue. L'emploi de la logique floue permet d'astreindre les modèles de faciès à des règles qualitatives plutôt que quantitatives. L'intérêt principal des modèles de logique floue est leur capacité à fournir des prédictions numériques à partir de données quantitatives et de concepts qualitatifs. Cette faculté est utile dans les contextes sédimentaires complexes pour lesquels la variable à prédire est contrôlée par plusieurs attributs et caractérisée par des connaissances non numériques et imprécises [Nordlund, 1996; Fang, 1997]. La connaissance géologique est en effet souvent descriptive, s'appuyant par exemple sur des formules du type "les sédiments fins se déposent dans des milieux profonds ou protégés". La logique floue permet de traduire cette formule descriptive en une règle logique, appelée règle floue (*fuzzy rule*), du type "si milieu profond ou milieu protégé alors sédiment fin" dans laquelle les syntagmes "milieu profond", "milieu protégé" et "sédiment fin" sont des ensembles flous (*fuzzy sets*). Un ensemble flou est caractérisé par une fonction d'appartenance (*membership function*), qui est une application attribuant à des valeurs d'une grandeur physique un degré d'appartenance compris entre 0 et 1. Par exemple, l'ensemble flou "milieu profond" est décrit par rapport à la profondeur d'eau (Figure 2). Ces règles sont ensuite appliquées pour simuler les processus sédimentaires à partir de conditions initiales (notamment la surface topographique initiale). Il existe des applications pour la modélisation bidimensionnelle du développement des plate-formes carbonatées [Demico, 1998], et pour la prédiction tridimensionnelle des sédimentations carbonatées et mixtes [Nordlund, 1999b,a].

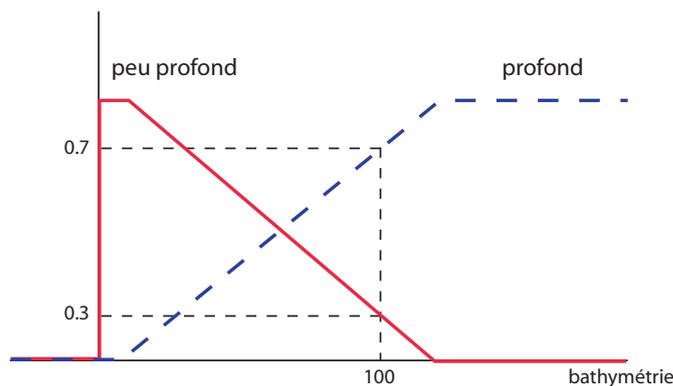


Fig. 2: Fonction d'appartenance décrivant les ensembles flous "milieu profond" et "milieu peu profond" en fonction de la profondeur d'eau. Il existe ainsi une plage pour laquelle le caractère profond ou peu profond est imprécis mais quantifié par les fonctions d'appartenance : une profondeur de 100m correspond à un milieu peu profond avec un degré d'appartenance de 0.3 et à un milieu profond avec un degré d'appartenance de 0.7. Modifié d'après Nordlund [1999b].

Avantages et inconvénients. Les avantages des modèles génétiques sont multiples. Tout d'abord, ils sont généralement très réalistes et en accord avec les concepts géologiques mis en jeu, dans la mesure où ils s'appuient sur des équations décrivant les phénomènes sédimentaires. Ils permettent d'autre part de tester des concepts géologiques et de déterminer quelle est la part de certains phénomènes sur la nature de l'enregistrement sédimentaire. Par exemple, Quiquerez *et al.* [1997] distinguent l'importance des phénomènes eustatiques et tectoniques sur l'architecture stratigraphique à l'aide d'un modèle diffusif. Les modèles génétiques permettent par conséquent d'améliorer la compréhension des corps sédimentaires et de leurs paramètres de contrôle.

Cependant, leurs inconvénients sont également nombreux. L'évaluation des conditions initiales et des paramètres d'entrée est une tâche souvent délicate. En outre, le respect des données de subsurface requiert un nombre parfois important d'itérations pour affiner manuellement le calage des paramètres d'entrée et des conditions initiales. De plus, la concordance d'un modèle génétique avec les données d'observation n'est pas univoque, une géométrie ou distribution de faciès donnée pouvant correspondre à plusieurs configurations des paramètres d'entrée. Par ailleurs, les modèles traitent de la mise en place des sédiments et non des phénomènes postsédimentaires tels que les déformations et fracturations liées à la tectonique ou les phénomènes de diagenèse. Enfin, les lois utilisées dans ces modèles sont déterministes et les incertitudes liées aux données et au modèles ne sont pas propagées.

Modélisation inverse

La modélisation inverse regroupe l'ensemble des méthodes permettant de générer des modèles stratigraphiques ou sédimentologiques conditionnés par les données de subsurface telles que les puits ou la sismique. On distingue les techniques d'inversion proprement dites (*inverse modeling*) des méthodes géostatistiques conditionnées.

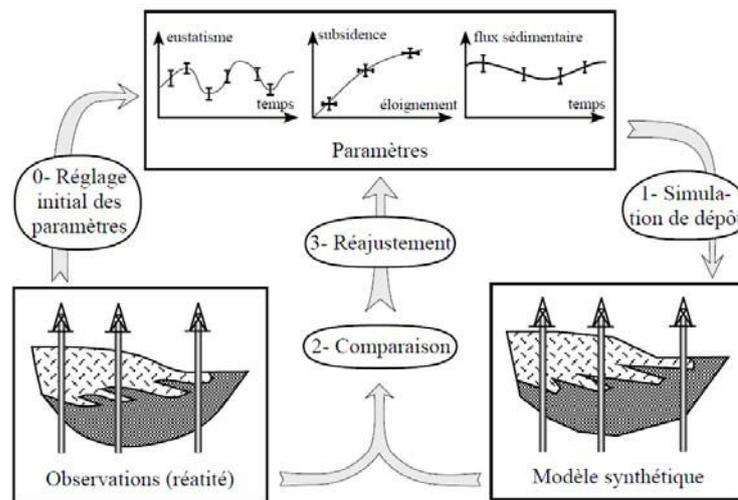


Fig. 3: Principe de l'inversion stratigraphique. La boucle d'inversion consiste à comparer le modèle synthétique généré à partir d'un ensemble de paramètres avec les données d'observation pour réajuster les paramètres du modèle. Le système inverse converge lorsque les différences entre le modèle synthétique et les observations sont inférieures à un certain seuil. D'après Caumon [2003], modifié de Cross et Lessenger [1999].

Inversion mathématique. Il s'agit de la modélisation inverse *stricto sensu*. Le principe de l'inversion consiste à déduire les processus géologiques mis en jeu et leurs paramètres à partir de données d'observation telles que puits ou sismique. Elle se met en œuvre sous la forme de l'ajustement automatique des paramètres d'entrée des modèles génétiques en fonction des données d'observation [Bornholdt *et al.*, 1999; Cross et Lessenger, 1999] (voir Figure 3). Ce processus se base sur la théorie de l'inversion mathématique [Tarantola, 1987; Lessenger et Lerche, 1999]. Par rapport à un ajustement manuel des paramètres d'entrée des modèles génétiques, l'inversion permet de réduire considérablement le temps nécessaire pour obtenir un modèle synthétique et de quantifier les erreurs commises par les estimations. Cependant, si les modèles inverses permettent d'être au plus près des mesures, ils n'aboutissent généralement pas à une concordance parfaite avec les données d'observations.

Géostatistiques et conditionnement. Les méthodes géostatistiques peuvent être classées dans la famille des modèles inverses, dans la mesure où elles s'appuient sur l'ensemble des données disponibles. Leur principe est de prédire en tout point du modèle la valeur d'une variable régionalisée, en respectant ses mesures locales au niveau des puits. Elles s'appliquent essentiellement pour interpoler des propriétés physiques, mais elles peuvent également être utilisées pour estimer des géométries [Lecour *et al.*, 2001; Caumon et Mallet, 2006; Tertois *et al.*, 2007].

Concernant la modélisation de faciès, plusieurs techniques géostatistiques ont été développées. D'une manière plus générale, l'estimation d'une variable catégorique s'appuie sur deux objets mathématiques : les fonctions d'indicateurs [Goovaerts, 1997; Yao et Chopra, 2000; Guadagnini *et al.*, 2004] ou les fonctions de probabilité [Mallet et Shtuka,

1997; Mallet, 2002; Labat *et al.*, 2002]. L'interpolation des fonctions d'indicatrices se fait généralement selon des méthodes d'estimation comme le krigeage d'indicatrices [Deutsch et Journel, 1998], ou selon des méthodes de simulation stochastique comme les simulations séquentielles d'indicatrices [Journel et Isaaks, 1984]. Les fonctions d'indicatrices et de probabilités sont ensuite utilisées soit pour déduire le faciès le plus probable, soit dans des algorithmes de simulation comme la méthode des gaussiennes tronquées [Chilès, 1984] ou les simulations à champ de probabilité (*probability field*) [Froidevaux, 1992; Srivastava, 1992].

Une approche récente de simulation stochastique repose sur des statistiques multi-points, permettant de générer des modèles de faciès à partir d'images d'entraînement [Caers, 2001; Strebelle et Journel, 2001; Strebelle, 2002]. Cette technique produit des modèles reproduisant des architectures et des structures plus complexes, mais partage globalement les mêmes avantages et inconvénients que les méthodes géostatistiques classiques.

Avantages et inconvénients des méthodes géostatistiques. Les méthodes géostatistiques présentent l'avantage de générer des modèles respectant strictement les données d'observation et permettant de quantifier les incertitudes sur l'estimation des faciès. En outre, ces méthodes d'estimation sont généralement très efficaces en terme de temps de calcul, y compris dans le cas de grilles à haute résolution.

Leur principale limitation est d'aborder les hétérogénéités et les corrélations spatiales des variables régionalisées sous l'angle des statistiques deux-points (concept de variogramme) ou des statistiques multi-points qui sont des outils purement mathématiques, déconnectés des caractérisations naturalistes et physiques des réservoirs. En outre, toutes ces méthodes s'inscrivent dans le cadre de l'hypothèse de stationnarité, qui est peu cohérente avec les observations géologiques, notamment concernant les répartitions de faciès.

Contributions

Les qualités de conditionnement et d'efficacité de calcul des méthodes géostatistiques les rendent totalement adaptées à la modélisation des réservoirs. Elles permettent notamment d'intégrer un grand nombre de données, réduisant ainsi la subjectivité et l'incertitude du modèle. Toutefois, la connaissance géologique est souvent remplacée dans ces méthodes par des statistiques deux-points – c'est-à-dire le variogramme –, qui mesure le degré de corrélation spatiale d'une variable. Cette approche est fréquemment non représentative de la complexité géologique et la tendance à suivre est d'intégrer de plus en plus de connaissance géologique dans les simulations de modèles réservoir [Tamhane *et al.*, 1999]. Il s'agit ainsi de réduire l'incertitude du modèle et d'augmenter son réalisme en introduisant de plus en plus de connaissances et de concepts géologiques dans les différentes étapes de la modélisation numérique. Cette thèse suit cette tendance puisque son principal objectif est de proposer une méthodologie de modélisation de faciès à l'échelle des réservoirs et contrainte par l'ensemble des données sismiques et diagraphiques dispo-

nibles, la compréhension sédimentologique des faciès sédimentaires et diagénétiques, et l'organisation stratigraphique et ses implications sur le contrôle des dépôts sédimentaires.

Avec ces objectifs, cette thèse s'inscrit dans la continuité des travaux réalisés par l'équipe du projet GOCAD. La méthodologie proposée s'appuie notamment fortement sur le modèle GeoChron [Mallet, 2004; Mallet *et al.*, 2004; Moyen, 2005], sur les fonctions d'appartenance [Mallet et Shtuka, 1997; Mallet, 2002; Labat, 2004] et sur l'intégration du concept d'accommodation initiée par le groupe TOTAL et développée en collaboration avec l'équipe de recherche GOCAD [Massonnat, 1999; Moyen, 2001; Leflon, 2005]. En outre, les paragraphes précédents ont montré l'importance d'intégrer les concepts sédimentologiques et stratigraphiques dans les modèles de faciès, en s'inspirant des techniques de corrélations couramment utilisées en géologie d'exploration [Homewood *et al.*, 1992]. Cette intégration est le cœur de la méthodologie proposée, dont le résultat représente l'ensemble de répartition de faciès combinant de manière optimale les observations diagraphiques et sismiques, les corrélations de puits, et les notions de sédimentologie de faciès et de stratigraphie séquentielle.

Enfin, la méthodologie développée dans le cadre de cette thèse répond à un certain nombre de conditions qui complètent son cahier des charges :

- Les données fournies sont un ensemble de puits portant des diagraphies identifiant les faciès sédimentaires et leurs corrélations. La validité de ces corrélations n'est pas discutée ici, elles sont intégrées dans le modèle comme un paramètre d'entrée.
- Seule la sédimentation en domaine marin, hors phénomènes turbiditiques, est considérée. La complexité des phénomènes sédimentaires en domaine continental et de la géométrie des corps chenalisés n'est pas traitée.
- La solution proposée concerne autant les dépôts carbonatés que les sédiments silico-clastiques. À ce titre, une validation de la méthode sera discutée pour des contextes de sédimentation carbonatée, mixte et détritique.
- L'échelle de modélisation peut être celle du réservoir. Les concepts et méthodes utilisés doivent donc être valides pour des objets dont l'extension latérale est kilométrique, pour des épaisseurs decamétriques à hectométriques.

Les méthodes présentées dans ce mémoire ont été mises en œuvre sous la forme d'une extension du géomodeleur GOCAD dans sa version 2.1.6. Cette extension, appelée *Thalassa* a été développée en C++ et portée sous les systèmes d'opérations Windows 2000/XP et Linux.

Organisation du mémoire

La réalisation d'un modèle faciologique complet s'organise autour de quatre pôles indépendant qui décrivent les notions indispensables à y intégrer : la sédimentologie de faciès, la stratigraphie séquentielle, la chronostratigraphie et les phénomènes de diagenèse. Le mémoire s'articule autour de ces axes et s'organise donc selon les chapitres suivants, indépendants les uns des autres :

Le Chapitre 1 est la clé de voûte de ce mémoire, énonçant la philosophie du modèle développé, l'estimation des probabilités de faciès par l'interpolateur DSI [Mallet,

1992, 2002] et leur combinaison grâce au modèle tau [Journel, 2002; Krishnan, 2004].

Le Chapitre 2 discute de la nécessité d'un cadre mathématique permettant la modélisation des structures sédimentaires dans un espace chronostratigraphique. Ce découpage spatio-temporel repose essentiellement sur les concepts de chronostratigraphie [Wheeler, 1958] et sur le modèle GeoChron [Mallet, 2004; Moyen, 2005]. Ces approches relèvent plus de la corrélation que de l'estimation des faciès, aussi elles sont considérées comme des étapes préliminaires à notre modèle. Ces questions n'ont donc pas été développées dans cette thèse, mais leur validité ainsi que les relations entre les différents espaces paramétriques possibles ont été discutées.

Le Chapitre 3 se base sur la définition du faciès sédimentaire pour en déduire un ensemble de facteurs de contrôle autogénétiques ou allogénétiques. Ces paramètres sont ensuite utilisés dans le modèle proposé comme contraintes pour l'estimation des probabilités de faciès.

Le Chapitre 4 met en évidence un ensemble de facteurs allogénétiques expliquant les variations du système sédimentaire. Cette approche, qui est le propos de la stratigraphie séquentielle haute résolution, permet d'établir des lois régissant les migrations des corps sédimentaires.

Le Chapitre 5 explique les stratégies utilisées pour l'intégration des notions de sédimentologie et de stratigraphie génétique dans l'estimation des probabilités de faciès sédimentaire. La prise en compte des migrations progrades et rétrogrades des corps sédimentaires et celle du partitionnement volumétrique des sédiments y sont abordées.

Le Chapitre 6 présente une méthode permettant de contraindre l'interpolation des probabilités de faciès de telle sorte que les variations latérales de faciès respectent l'enregistrement stratigraphique de la distalité.

Le Chapitre 7 traite de l'intégration des phénomènes de diagenèse dans les modèles de faciès. A la fois les processus diagénétiques synsédimentaires et postsédimentaires sont pris en compte.

Première partie

Contexte théorique

Chapitre 1

Intégration d'information géologique dans les simulations de faciès

Sommaire

1.1	Complexité géologique et probabilités de faciès	13
1.2	Estimation spatiale conditionnée et interpolateur DSI	16
1.3	Combinaison de probabilités d'origine différente	19
1.4	Conclusions et perspectives	23

1.1 Complexité géologique et probabilités de faciès

Un des objectifs principaux des travaux présentés dans cette thèse est d'intégrer un maximum de règles et connaissances géologiques dans les modèles de réservoirs. Une telle approche permet à la fois de réduire l'incertitude sur le modèle car celui-ci repose ainsi sur plus de données objectives et de générer des modèles géologiquement plus réaliste [Tamhane *et al.*, 1999]. Cette section montre comment les connaissances géologiques, les données de mesure et la géologie des réservoirs peuvent être intégrées dans les modèles stochastiques.

1.1.1 Non-stationnarité de la variable faciès sédimentaire

Les phénomènes mis en jeu en géologie sédimentaire tendent à générer des répartitions de faciès non-stationnaires (Figure 1.1). Il est en effet fréquent d'observer des tendances latérales dans les distributions de faciès sédimentaires, un exemple classique étant la ségrégation des environnements de dépôt le long d'un profil proximal-distal. Verticalement, la distribution des faciès est généralement cyclique, traduisant l'organisation séquentielle des dépôts sédimentaires (Chapitre 4).

Or, une des hypothèses sous-jacentes à toute méthode géostatistique est la stationnarité de la variable régionalisée étudiée. Par conséquent, tenir compte des phénomènes

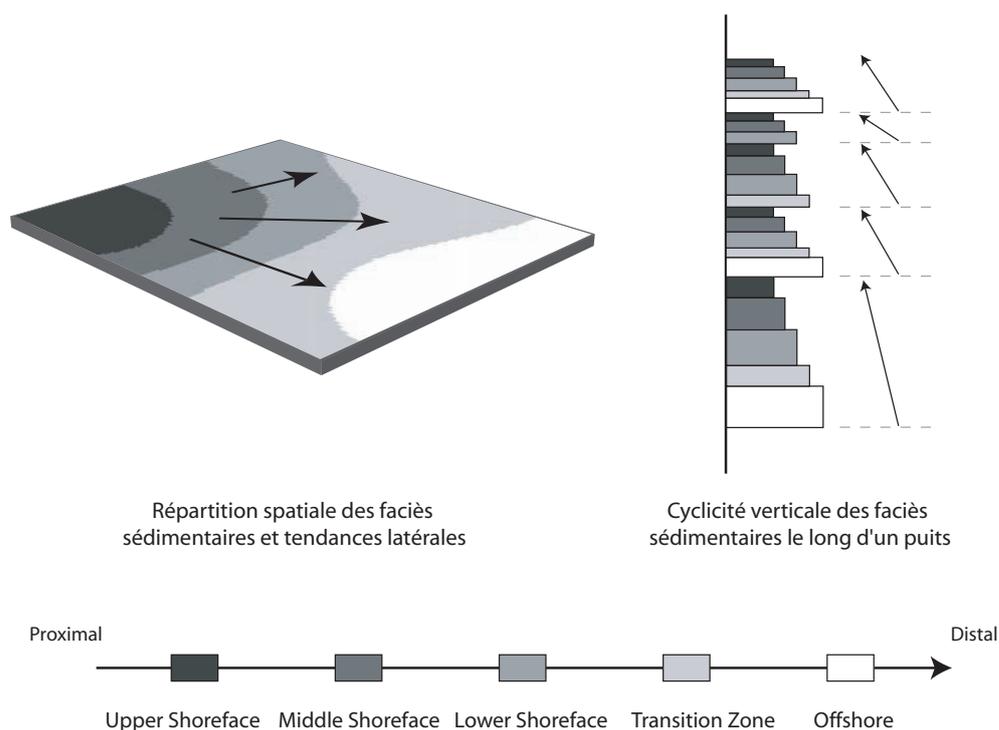


Fig. 1.1: Non-stationnarité des faciès sédimentaires. La carte dans la partie gauche de la figure présente une tendance latérale, tandis que dans la partie droite, la distribution des faciès est cyclique le long d'un puits.

sédimentaires requiert l'utilisation de techniques autorisant la non-stationnarité. Plusieurs techniques ont ainsi été développées afin de prendre en compte de telles tendances sédimentaires dans les simulations stochastiques. Parmi ces méthodes, trois familles peuvent être distinguées :

1. Les méthodes de krigeage, à savoir le krigeage avec tendance et ses dérivés [Matheron, 1969; Deutsch et Journel, 1998], le krigeage avec dérive externe et ses variantes [Chilès et Delfiner, 1999], le cokrigeage et le cokrigeage co-localisé [Xu *et al.*, 1992; Goovaerts, 1997].
2. Les techniques de simulation stochastique séparant le processus de simulation du conditionnement par un champ de probabilité *a priori* : c'est le cas des simulations par la méthode des gaussiennes tronquées [Chilès, 1984; Galli *et al.*, 1994], de la simulation par champ de probabilité (*probability field simulation*) [Froidevaux, 1992] et de sa variante utilisant un champ de probabilité différent par faciès. C'est aussi le cas des méthodes statistiques multi-points qui simulent une variable à partir d'une image d'entraînement et d'un champ de probabilité local de cette variable [Strebelle, 2002; Caers, 2001]. Ces approches permettent d'intégrer complexité et tendance dans les probabilités locales, qui sont utilisées comme paramètre d'entrée de ces algorithmes.

Ces techniques sont toutes efficaces, cependant leur capacité à intégrer des lois géologiques n'est pas identique. Les techniques utilisant un champ de probabilité préalable-

ment calculé sont plus extensibles car le processus d'estimation des probabilités *a priori* est totalement séparé de l'algorithme de simulation.

1.1.2 Connaissances géologiques et probabilités de faciès

L'objectif d'intégration de lois géologiques dans les modèles stochastiques de réservoirs peut être atteint en contraignant judicieusement l'estimation des probabilités locales de faciès. Les répartitions de faciès illustrées dans la Figure 1.1 ne sont pas aléatoires mais sont l'expression de phénomènes sédimentaires largement décrits. Leur étude est principalement l'objet de la sédimentologie de faciès mais également de la stratigraphie.

Un des objectifs de la modélisation numérique est de prédire les hétérogénéités lithologiques puis de produire des distributions pétrophysiques de la manière la plus réaliste possible. Cette ambition est motivée par le besoin de réduire les risques associés à l'exploration et à la production des ressources naturelles. Par conséquent, une tendance en géologie numérique a conduit depuis une décennie à améliorer qualitativement et quantitativement l'intégration de concepts géologiques dans les approches de simulations stochastiques afin d'augmenter le réalisme des modèles de faciès. Plusieurs stratégies d'intégration de connaissance géologique *a priori* sont identifiables : l'utilisation d'analogues ou de modèles génétiques pour la génération d'images d'entraînement [Caers *et al.*, 2001], ou l'intégration de lois géologiques dans l'estimation des probabilités locales utilisées par les algorithmes de simulation stochastique [Massonnat, 1999; Labat, 2004; Leflon, 2005; Mallet, 2002].

L'intégration de connaissance géologique dans l'estimation des lois de probabilité de faciès permet de prendre en compte numériquement des modèles conceptuels tels que l'association déterministe entre faciès et bathymétrie [Massonnat, 1999], le concept d'accommodation [Massonnat, 1999; Leflon, 2005] et les transitions possibles entre faciès [Labat, 2004; Mallet et Shtuka, 1997]. En outre, les méthodes statistiques multi-points peuvent utiliser de tels champs de probabilités qu'elles combinent ensuite à des images d'entraînement qui leur permettent de générer des résultats complexes et réalistes.

1.1.3 Conclusions et perspectives

Des simulations stochastiques réalistes de faciès sédimentaires peuvent être obtenues grâce à l'intégration de concepts géologiques dans l'estimation des probabilités de faciès. Ces champs de probabilité peuvent tenir compte de la non-stationnarité, mais aussi, et surtout, des arrangements spatiaux des corps sédimentaires et des distributions spatiales des faciès, guidés par un ensemble de processus sédimentologiques et stratigraphiques.

Nous proposons dans ces travaux d'exploiter cette opportunité et de développer un cadre et des outils permettant d'intégrer un maximum de géologie dans l'interpolation des probabilités de faciès. Car si la faculté à découpler la simulation et l'intégration de structures complexes dans les probabilités de faciès est bien connue, peu de méthodes offrent les outils nécessaires à cette intégration. La méthodologie proposée par Massonnat [1999] et mise en œuvre par Leflon [2005] intègre un certain nombre de principes sédi-

mentologiques et stratigraphiques. Nous proposons une approche plus complète, étendant ces travaux à d'autres concepts de stratigraphie séquentielle (Chapitre 5), et dont l'approche est sensiblement différente car s'appuyant à la fois sur la méthode d'interpolation DSI (voir section suivante) et sur le modèle GeoChron (Chapitre 2).

1.2 Estimation spatiale conditionnée et interpolateur DSI

Le géomodeleur GOCAD, dans le cadre duquel ont été développés les travaux de cette thèse, dispose d'un moteur d'interpolation appelé *Discrete Smooth Interpolation* ou *DSI* [Mallet, 1992, 2002] et dont la faculté à intégrer et pondérer un ensemble de contraintes numériques lui confère une certaine puissance.

1.2.1 Notations

Modèle discret. Soit Ω un ensemble fini de n nœuds α interconnectés, composant un graphe connecté, généralement assimilable à une grille. Ce graphe définit un opérateur de voisinage N sur Ω de telle sorte que le voisinage $N(\alpha)$ de tout nœud $\alpha \in \Omega$ est un sous-ensemble de Ω constitué d'un ensemble de nœuds qui lui sont connectés et du nœud α lui-même. L'association de la fonction interpolée φ , de l'ensemble de contraintes \mathcal{C} , de l'ensemble Ω des nœuds et de leur voisinage N définit le modèle discret $\mathcal{M}(\Omega, N, \varphi, \mathcal{C})$ sur lequel l'interpolation DSI est effectuée.

Fonction interpolée φ . Considérons la fonction, ou propriété, φ que nous souhaitons interpoler avec DSI. Celle-ci peut être scalaire ou vectorielle de dimension p :

$$\forall \alpha \in \Omega \mapsto \varphi(\alpha) = \begin{bmatrix} \varphi^1(\alpha) \\ \vdots \\ \varphi^v(\alpha) \\ \vdots \\ \varphi^p(\alpha) \end{bmatrix}. \quad (1.1)$$

Un vecteur φ , contenant $n \cdot p$ éléments, est défini en regroupant les valeurs de la fonction en tous les nœuds, et pour tous les champs vectoriels :

$$\varphi = \begin{bmatrix} \varphi^1 \\ \vdots \\ \varphi^v \\ \vdots \\ \varphi^p \end{bmatrix} \quad \text{avec} \quad \varphi^v = \begin{bmatrix} \varphi^v(\alpha_1) \\ \vdots \\ \varphi^v(\alpha_i) \\ \vdots \\ \varphi^v(\alpha_n) \end{bmatrix}. \quad (1.2)$$

Ensemble de contraintes \mathcal{C} . Le dernier composant du modèle discret linéaire est l'ensemble des contraintes linéaires \mathcal{C} qui doivent être respectées par φ . Celles-ci sont définies comme :

$$\forall c \in \mathcal{C}, \quad A_c^t \cdot \varphi \bowtie b_c, \quad (1.3)$$

où A_c est une matrice de même dimension que φ , b_c un vecteur de coefficients, et \bowtie l'un des trois opérateurs $\{\simeq, =, >\}$. En pratique, définir une contrainte DSI consiste à spécifier les valeurs de A_c et de b_c , et à choisir l'opérateur \bowtie .

1.2.2 Principe de l'interpolateur DSI

La méthode DSI vise à interpoler la propriété scalaire ou vectorielle φ dans le modèle discret $\mathcal{M}(\Omega, N, \varphi, \mathcal{C})$ tout en minimisant un critère tenant simultanément compte de la rugosité de la propriété φ et du degré global de violation de l'ensemble des contraintes \mathcal{C} . Ce critère est appelé *rugosité généralisée globale* R^* :

$$R^*(\varphi) = R(\varphi) + (\phi \cdot \varpi) \rho(\varphi), \quad (1.4)$$

où R est la rugosité locale de la fonction φ , ρ le degré de violation des contraintes \mathcal{C} , ϕ un facteur d'ajustement (*fitting factor*), et ϖ un facteur d'équilibrage (*balancing ratio*) entre $R(\varphi)$ et $\rho(\varphi)$. La rugosité locale R qualifie le caractère "lisse" et la continuité spatiale de la solution φ et caractérise ainsi la raideur de la propriété interpolée. Le facteur d'ajustement ϕ représente le poids relatif des contraintes par rapport à la rugosité. Ainsi, plus la valeur de ϕ est grande et plus la contribution des contraintes dans la rugosité généralisée est importante. À l'inverse, une faible valeur de ϕ signifie qu'il est plus important d'avoir une solution lisse que de respecter les contraintes.

Minimiser le critère de rugosité généralisée revient à résoudre le système linéaire $\partial R^*(\varphi) / \partial \varphi = 0$. Plusieurs méthodes ont été proposées pour résoudre ce système. Historiquement, la première version de DSI utilisait l'approche matricielle combinée à une méthode d'optimisation du stockage en mémoire de la matrice creuse dans le cas particulier où DSI est appliqué à grille régulière à mailles hexahédriques [Mallet, 1989]. Compte tenu de la taille mémoire limitée des ordinateurs au début des années 1990, il est apparu que l'approche matricielle ne permettait pas, alors, de stocker un nombre de nœuds important. Pour cette raison, une mise en œuvre itérative revenant à ne pas stocker toute la matrice a été développée [Mallet, 1992, 2002]. Grâce à l'évolution de la capacité mémoire des ordinateurs dans les années 2000, la version de résolution matricielle globale a été récemment remise à l'ordre du jour [Muron *et al.*, 2005]. Aussi bien pour la formulation locale que matricielle, des méthodes d'accélération de la convergence, comme le gradient conjugué, ont été développées afin de rendre l'interpolateur plus efficace et rapide [Cognot, 1996].

Nos travaux reposent sur la version matricielle de DSI, car elle offre les avantages suivants : (1) le développement de nouvelles contraintes est plus simple dans la mesure où leur expression est identique à la formulation générique des contraintes DSI, et (2) les performances sont meilleures et la convergence plus rapidement atteinte.

1.2.3 Contraintes et rugosité

L'interpolateur DSI peut prendre en compte une grande variété de contraintes numériques, à partir du moment où celles-ci peuvent s'exprimer sous la forme linéaire :

$$\{c \in \mathcal{C}^{\bowtie} \text{ respectée}\} \iff \sum_{\alpha \in \Omega} \sum_{v=1}^p A_c^v(\alpha) \cdot \varphi^v(\alpha) \bowtie b_c, \quad (1.5)$$

où \bowtie représente l'un des trois opérateurs binaires $\{\simeq, =, >\}$.

Contraintes dures vs. contraintes souples. L'opérateur binaire \bowtie caractérise les catégories de contraintes possibles. En général, deux familles de contraintes peuvent être distinguées : les contraintes souples ou lâches (*soft constraints*) \mathcal{C}^s pour lesquelles \bowtie est l'opérateur \simeq , et les contraintes dures (*hard constraints*) \mathcal{C}^h pour lesquelles \bowtie est un des opérateurs $(=, >)$:

$$\mathcal{C} = \mathcal{C}^s \cup \mathcal{C}^h \quad \text{avec} \quad \left| \begin{array}{l} c \in \mathcal{C}^s \iff A_c^t \cdot \varphi \simeq b_c \\ c \in \mathcal{C}^h \iff \begin{cases} A_c^t \cdot \varphi = b_c \\ \text{ou} \\ A_c^t \cdot \varphi > b_c \end{cases} \end{array} \right. \quad (1.6)$$

L'interpolateur DSI permet d'approcher la fonction φ de telle sorte que les contraintes dures \mathcal{C}^h soient strictement respectées, et que les contraintes souples \mathcal{C}^s soient respectées au sens des moindres carrés.

Comment définir une contrainte DSI ? Définir une contrainte DSI consiste à préciser les valeurs des coefficients A_c^v pour chaque nœud α et pour chaque composante v de la fonction vectorielle φ , ainsi que celles de b_c (Équation 1.5).

Une contrainte DSI particulière : la rugosité. La notion de rugosité peut être considérée comme une contrainte particulière assurant que la fonction interpolée soit la plus lisse possible. En pratique, la rugosité utilisée dans ces travaux astreint la propriété à avoir un gradient constant. Plus particulièrement, la contrainte de gradient constant assure que chaque composante scalaire de la propriété φ ait une dérivée seconde nulle.

La linéarisation du calcul des dérivées est dépendante de la relation de voisinage N associée au modèle discret $\mathcal{M}(\Omega, N, \varphi, \mathcal{C})$. Par conséquent la rugosité est une contrainte souple dépendant de la topologie de l'objet sur lequel est effectuée l'interpolation, ainsi que du nombre de nœuds considérés dans le calcul de la rugosité.

1.2.4 Discussion et perspectives

L'interpolateur DSI est un outil qui permet de prendre en compte les données d'observation ainsi qu'un ensemble de lois dans l'estimation d'une fonction φ . Ces lois, intégrées

sous formes de contraintes linéaires, sont strictement respectées en cas de contraintes dures, ou honorées au sens des moindres carrés s'il s'agit de contraintes souples. Par ailleurs, cette technique d'interpolation est déjà disponible dans le logiciel GOCAD, notamment dans sa version globale matricielle, mise en œuvre récemment [Mallet, 2002; Muron *et al.*, 2005]. Un grand nombre de contraintes est en outre disponible, ce qui permet d'accélérer le déploiement de nouvelles méthodologies de modélisation. De plus, la méthode d'interpolation DSI permet la pondération des contraintes par rapport à la rugosité (voir Équation 1.4), mais aussi la pondération des contraintes les unes par rapport aux autres. Cela permet ainsi de donner plus d'importance à telle ou telle propriété de la fonction interpolée et apporte par conséquent plus de finesse dans le conditionnement de l'interpolation.

Dans le cadre de ces travaux, l'application des possibilités de conditionnement de la méthode DSI permet de contraindre l'estimation des champs de probabilités de faciès par un ensemble de lois sédimentologiques et stratigraphiques. Certains principes de sédimentologie de faciès et de stratigraphie génétique permettent d'obtenir des fonctions de probabilités de faciès tenant compte des variations paléotopographiques et de la migration des corps sédimentaires (Chapitre 5). D'autres concepts de stratigraphie séquentielle haute résolution permettent de mieux appréhender les variations latérales de faciès en fonction de la distalité. Cette seconde approche, intégrée sous forme de contraintes DSI, conduit à un deuxième champ de probabilité. Enfin, l'hétérogénéité spatiale des faciès diagénétiques peut également être abordée par des contraintes numériques, astreignant l'interpolation de la probabilité à l'observation des effets de la diagenèse.

La méthode DSI permet ainsi d'intégrer un grand nombre de données et de concepts géologiques dans l'interpolation d'un ou plusieurs champs de probabilité. Réaliser un modèle de faciès cohérent et complet implique de pouvoir combiner ces différentes probabilités partielles afin d'obtenir une probabilité globale intégrant l'ensemble des phénomènes sédimentaires pris en compte.

1.3 Combinaison de probabilités d'origine différente

1.3.1 Introduction

Objectifs de la combinaison d'informations. Dans un modèle donné, plusieurs fonctions de probabilité des faciès sédimentaires sont potentiellement calculables, selon le type d'information qu'elles portent. Par exemple, dans le cadre de ces travaux, nous obtenons : (1) des probabilités de faciès sédimentaire tenant compte de l'enregistrement stratigraphique des dépôts (Chapitre 5), (2) d'autres prenant en compte des tendances latérales dans la répartition spatiale (Chapitre 6), et enfin (3) des probabilités d'observer des faciès diagénétiques en surimposition des faciès sédimentaires (Chapitre 7). Par ailleurs, d'autres champs de probabilités peuvent être obtenus par d'autres méthodes, intégrant l'étude des faciès sismiques [Dubrule *et al.*, 1998; Dubrule, 2003; Mao et Journel, 1999; Mallet et Shtuka, 1997], prenant en compte des courbes ou des cartes de proportions [Mallet, 2002; Labat, 2004], ou tenant compte des transitions entre faciès [Mallet et Shtuka,

1999; Labat, 2004; Dowd *et al.*, 2003], associant les faciès à la bathymétrie [Massonnat, 1999; Leflon, 2005], ou provenant d'images d'entraînement [Strebelle, 2002; Caers *et al.*, 2001].

L'enjeu est de pouvoir combiner ces différentes probabilités afin d'obtenir le modèle portant le plus d'informations possible. En effet, si les informations sont cohérentes entre elles, plus d'information signifie moins d'incertitude [Tamhane *et al.*, 1999]. Considérons l'estimation de l'événement A_i , correspondant à l'apparition du faciès i à une position donnée (parmi les n faciès sédimentaires possibles), à partir de m informations ou données D_j . L'objectif est de définir la probabilité de chaque faciès d'après l'ensemble des probabilités conditionnelles $P(A_i|D_j)$ disponibles :

$$\forall i \in \llbracket 1, n \rrbracket, \quad P(A_i|D_1, \dots, D_m) = \psi(P(A_i), P(D_1|A_i), \dots, P(D_m|A_i)), \quad (1.7)$$

en supposant que les probabilités conditionnelles $P(D_j|A_i)$, $j \in \llbracket 1, m \rrbracket$ et que la probabilité marginale $P(A_i)$ sont connues. Agréger les probabilités conditionnelles, mesurées ou calculées, revient à définir la fonction ψ les reliant. Il existe plusieurs approches permettant de combiner ces probabilités partielles aboutissant à différentes fonctions ψ , décrites en détail dans [Clemen et Winkler, 1999; Journel, 2002; Krishnan, 2004]. Nous en proposons un résumé ci-dessous.

Notions d'indépendance et de redondance. La notion de redondance des données est sensiblement différente de celle d'indépendance. L'indépendance, ou la dépendance, entre deux données D_i et D_j traduisent l'absence, ou l'existence respectivement, de relation entre celles-ci. La redondance décrit le degré de chevauchement entre l'information au sujet d'un événement A et portée par la donnée D_i , avec celle apportée par la donnée D_j , $j \neq i$ [Krishnan, 2004; Krishnan et Journel, 2005]. Le concept de redondance est donc relatif à l'événement inconnu A .

Les techniques de combinaison d'informations peuvent être ordonnées selon ces hypothèses d'indépendance ou de redondance. Dans la mesure où la redondance des données est une problématique récurrente en géomodélisation, nous choisissons ce critère pour distinguer les méthodes de combinaisons d'informations.

1.3.2 Combinaison d'informations non-redondantes

Agrégation linéaire de probabilités. Cette méthode nommée *linear opinion pool* par Stone [1961] consiste en une combinaison linéaire des probabilités conditionnelles. C'est certainement la plus simple des méthodes décrites dans la littérature :

$$P(A|D_1, \dots, D_m) = \sum_{i=1}^m \omega_i \cdot P(A|D_i), \quad (1.8)$$

avec $\omega_i \geq 0$ et $\sum_{i=1}^m \omega_i = 1$. Le poids ω_i de chaque donnée D_i peut être pondéré selon le degré de dépendance de A vis-à-vis de D_i . L'agrégation linéaire vérifie les propriétés d'*unanimité* et de *marginalisation*. L'unanimité établit que si l'ensemble des données D_i

indique l'occurrence de A , alors la probabilité combinée en fait autant. La marginalisation s'applique si A est un vecteur d'événement incertains. Dans ce cas, la probabilité combinée est la même si chacune des probabilités marginales A_i est combinée ou si les probabilités globales de A sont obtenues directement.

Toutefois, cette méthode ne permet pas de tenir compte d'une éventuelle redondance entre les données car les poids ω_i et ω_j ne corrigent généralement pas le chevauchement entre les sources d'information D_i et D_j [Krishnan, 2004]. Toutefois, cette redondance peut être corrigée au préalable par une analyse multivariable – par exemple, une analyse en composante principale – des variables explicatives D_i afin d'obtenir des facteurs indépendants F_i résumant au mieux l'information. La méthode d'agrégation est ensuite appliquée aux facteurs F_i au lieu d'être appliquée aux variables initiales D_i .

Agrégation logarithmique. Cette approche, également nommée *logarithmic opinion pool*, considère que la probabilité combinée est similaire au produit pondéré des probabilités partielles :

$$P(A|D_1, \dots, D_m) = k \prod_{i=1}^m P(A|D_i)^{\omega_i}, \quad (1.9)$$

où k est une constante de normalisation, et les poids ω_i sont choisis de telle sorte que le produit soit une probabilité (généralement $\sum_{i=1}^m \omega_i = 1$). Cette méthode satisfait la propriété de *veto* et le principe de *bayesianité externe* ou *external bayesianity*. Le veto établit que si une donnée fournit une probabilité nulle alors la probabilité combinée est nulle. De la même manière si la probabilité issue de la donnée D_i vaut 1, alors la probabilité combinée vaut également 1. Le principe de bayesianité externe établit qu'il est équivalent d'ajouter une nouvelle information en recalculant la probabilité combinée à partir de la liste des données mise-à-jour, ou en la combinant séquentiellement à la probabilité précédente.

Combinaison bayésienne sous hypothèse d'indépendance conditionnelle. L'indépendance entre les données D_i , $\forall i \in \llbracket 1, m \rrbracket$ est une hypothèse forte qui, combinée à l'inversion de Bayes, conduit à l'expression suivante :

$$\frac{P(A|D_1, \dots, D_m)}{P(A)} = \prod_{i=1}^m \frac{P(A|D_i)}{P(D_i)}. \quad (1.10)$$

Cette approche, nommée combinaison bayésienne, est un cas particulier de l'équation (1.9) pour lequel $k = P(A)$ et $\omega_i = 1$, $\forall i \in \llbracket 1, m \rrbracket$. L'hypothèse d'indépendance conditionnelle entre les différentes données est dans cette approche un élément déterminant. Par exemple, si les données D_i , $\forall i \in \llbracket 1, m \rrbracket$ sont dépendantes, l'expression (1.10) ne garantit pas que la probabilité $P(A|D_1, \dots, D_m) \in [0, 1]$.

En outre, le caractère "bayésien" de cette méthode réside dans la spécification d'un modèle *a priori* de l'inconnue A au travers de la distribution marginale $P(A)$. Cependant, cette information *a priori* n'est souvent pas disponible ou alors est choisie subjectivement, bien que ce choix puisse considérablement affecter les résultats obtenus.

1.3.3 Combiner des informations redondantes

Notations. Considérons les rapports de probabilité x_0, x_1, \dots, x_m à combiner et le rapport “cible” x , définis comme :

$$\begin{cases} x_0 = \frac{1 - P(A)}{P(A)}, x_1 = \frac{1 - P(A|D_1)}{P(A|D_1)}, \dots, x_m = \frac{1 - P(A|D_m)}{P(A|D_m)} \\ x = \frac{1 - P(A_i|D_1, \dots, D_j, \dots, D_m)}{P(A_i|D_1, \dots, D_j, \dots, D_m)} \end{cases} \quad (1.11)$$

Ces rapports appartiennent à l'intervalle $[0, \infty]$, et peuvent être interprétés comme des distances à l'occurrence A [Journal, 2002]. En effet, $x_i = 0$ signifie que $P(A|D_i) = 1$ et $x_i = \infty$ signifie que $P(A|D_i) = 0$.

Modèle tau. Le modèle tau, en anglais *tau model*, consiste à combiner les distances individuelles x_i afin de calculer la distance x des données à l'événement inconnu A [Krishnan, 2004; Krishnan et Journal, 2005] :

$$\frac{x}{x_0} = \prod_{i=1}^m \left(\frac{x_i}{x_0} \right)^{\tau_i}, \quad \tau_i \in [-\infty, +\infty]. \quad (1.12)$$

Les coefficients τ_i sont des facteurs importants de cette expression. Ces poids expriment la redondance entre les informations provenant de données différentes, pour une séquence de combinaison donnée. Plusieurs valeurs caractéristiques des coefficients τ_i peuvent être distinguées :

- $\tau_i = 1$ correspond à l'indépendance conditionnelle ;
- $\tau_i = 0$ indique que la donnée D_i n'apporte pas d'information sur la connaissance de A par rapport aux autres données D_1, \dots, D_{i-1} ;
- $\tau_i > 1$ implique que la capacité de la donnée D_i à influencer sur A est amplifiée par la connaissance des $(i - 1)$ données précédentes ;
- $\tau_i \in [0, 1]$ est le cas de figure opposé au cas précédent, c'est-à-dire que la sensibilité de la donnée D_i sur la connaissance de A est réduite par la connaissance des $(i - 1)$ données précédentes ;
- $\tau_i < 0$ signifie que la connaissance des $(i - 1)$ données précédentes inverse la sensibilité de la donnée D_i sur A . L'impact de D_i combinée est opposé à son impact individuel.

En pratique, la redondance se traduit par des valeurs de τ_i inférieures à l'unité pour indiquer que l'essentiel de l'information portée par D_i est exprimée par les données déjà utilisées, ou supérieures à l'unité pour indiquer que la donnée D_i apporte de l'information par rapport aux autres données.

Le problème restant est l'évaluation des valeurs de τ_i . Krishnan [2004]; Krishnan et Journal [2005] suggèrent plusieurs approches permettant d'estimer les coefficients τ . Dans la mise en œuvre pratique que nous avons déployé dans GOCAD, ces coefficients sont supposés connus.

Propriétés. Le modèle tau présente les propriétés suivantes [Krishnan, 2004, Chap.4] :

1. *Validité des probabilités* : Quels que soient les poids $\tau_i \in [-\infty, +\infty]$, le rapport x qui en résulte est compris dans l'intervalle $[0, \infty]$, conduisant ainsi à une probabilité valide :

$$P(A_i|D_1, \dots, D_j, \dots, D_m) = \frac{1}{1+x} \in [0, 1]. \quad (1.13)$$

2. *Effet de certitude* : Si une donnée D_i indique un événement certain $P(A|D_i) = 1$ alors la probabilité combinée qui résulte du modèle tau est également certaine, c'est-à-dire $P(A_i|D_1, \dots, D_j, \dots, D_m) = 1$. Le complémentaire $P(A|D_i) = 0$ est également vrai.
3. *Conflit entre données* : Le modèle tau est sensible aux conflits entre données, c'est-à-dire $P(A|D_i) = 1$ et $P(A|D_j) = 0$, $i \neq j$, car dans ce cas, il y a une incohérence qui ne peut être résolue. En pratique, pour éviter de tels cas de figures, il convient de ne pas accepter de probabilités égales à 0 ou à 1 mais $P(A|D_i) \in]0, 1[$, $\forall i \in \llbracket 1, m \rrbracket$.

1.3.4 Conclusions

La combinaison d'information est un sujet largement étudié et plusieurs techniques sont désormais disponibles pour intégrer un ensemble de données complexes, incluant la redondance d'information. Le modèle tau [Journal, 2002; Krishnan, 2004], notamment, est une méthode permettant de tenir compte de la redondance entre les informations qui sont combinées. Cette méthodologie est très intéressante en géologie car cette problématique y est récurrente.

C'est notamment le cas pour nos travaux, dans le cadre desquels nous cherchons à décrire le plus complètement possible les faciès à partir d'informations sédimentologiques, stratigraphiques, mais également sismiques. De toute évidence, ces informations décrivent en partie des phénomènes similaires et sont par conséquent partiellement redondantes. Dans l'optique de la combinaison de champs de probabilités provenant de ces diverses approches, nous avons mis en œuvre dans le logiciel GOCAD la méthode du modèle tau.

1.4 Conclusions et perspectives

Il faut retenir de cet état des lieux théorique les grandes lignes suivantes : (1) la complexité des systèmes sédimentaires peut être prise en compte dans les simulations stochastiques via leur description et l'intégration dans l'estimation de champs de probabilités des faciès sédimentaires ; (2) l'intégration de lois géologiques dans l'estimation des champs de probabilités de faciès est possible grâce à la méthode d'interpolation DSI, qui offre un cadre pour le conditionnement des estimations aux données d'observations et à un ensemble extensible de contraintes linéaires ; et (3) la méthode de combinaison, référée comme le modèle tau, permet d'obtenir une probabilité conditionnelle globale à partir d'un ensemble de probabilités conditionnelles partielles véhiculant des informations potentiellement redondantes.

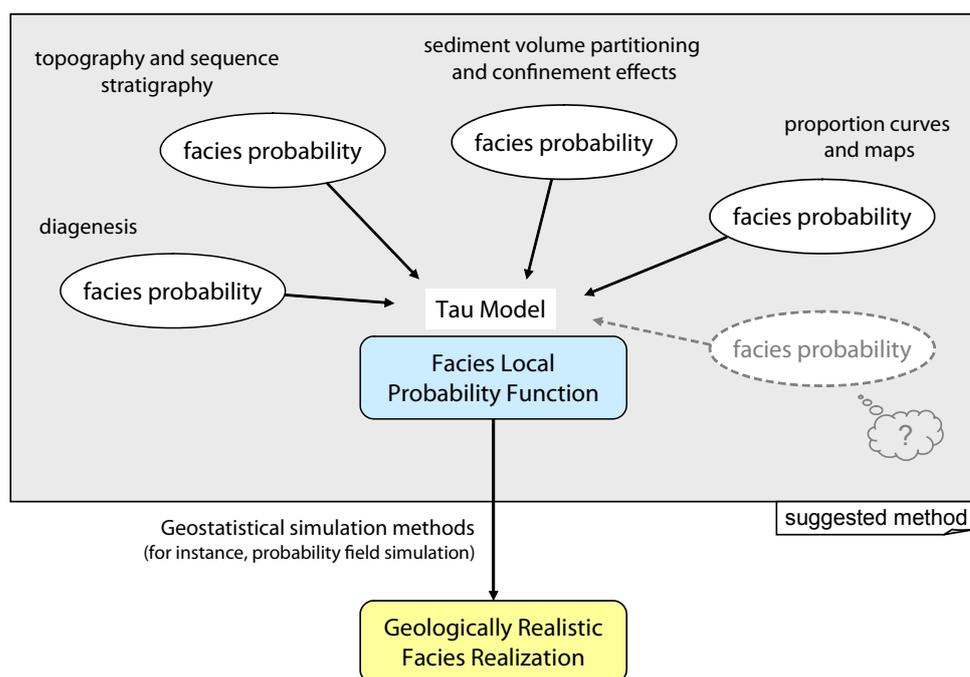


Fig. 1.2: Méthodologie proposée pour l'intégration de connaissances géologiques dans les simulations stochastiques de faciès, tirant profit de la méthode d'interpolation DSI et de la combinaison de probabilité par le modèle tau (d'après [Kedzierski *et al.*, 2007b]).

Dans ce contexte, la méthodologie de modélisation proposée dans cette thèse tire profit de la possibilité d'intégrer des informations secondaires dans l'estimation des probabilités locales de faciès et de leur combinaison avec le modèle tau. La connaissance géologique, qu'elle soit déduite d'enregistrements diagraphiques ou sismiques, ou qu'elle soit purement conceptuelle sous la forme de règles sédimentologiques ou stratigraphiques, est traduite en un ensemble de contraintes permettant la construction de plusieurs champs de probabilités des faciès sédimentaires (Figure 1.2).

L'utilisation de cartes ou de courbes de proportions pour l'estimation des fonctions de probabilités locales est proposée par Mallet [2002] et Labat [2004]. Le calcul d'un champ de probabilité tenant compte de la stratigraphie génétique et de la sédimentologie de faciès est présenté dans le chapitre 5. L'intégration du concept de partitionnement volumétrique des sédiments est détaillée dans le chapitre 6. Enfin, le chapitre 7 explique comment des probabilités de faciès diagénétiques peuvent être surimposées au modèle de faciès sédimentaires.

Chapitre 2

Modélisation sédimentaire dans un cadre chronostratigraphique

Sommaire

2.1	Espace chronostratigraphique	25
2.2	Modèle GeoChron	29
2.3	Mise en œuvre numérique d'un cadre chronostratigraphique	34
2.4	Conclusions et perspectives	39

2.1 Espace chronostratigraphique

2.1.1 Chronostratigraphie et stratigraphie séquentielle

Introduits par Wheeler [1958], les principes de chronostratigraphie, en anglais *time stratigraphy*, sont les fondations d'une nouvelle approche de la stratigraphie dont la stratigraphie séquentielle est une application directe.

Description 4D des corps sédimentaires

De manière intuitive, les principes de la chronostratigraphie peuvent être abordés en considérant l'exemple d'un satellite géostationnaire équipé d'une caméra prenant verticalement des clichés de la zone étudiée (Figure 2.1). Ainsi, un continuum d'images $\{H_{t_0}, H_{t_1}, \dots, H_{t_n}\}$ est accumulé verticalement dans une boîte \overline{G} et dans l'ordre chronologique pour former ce qui est appelé l'espace chronostratigraphique. Ainsi, la chronostratigraphie ajoute aux trois dimensions de l'espace euclidien, généralement adopté pour la description d'un phénomène physique, la quatrième dimension du temps géologique.

À partir de cette représentation schématique, les principales caractéristiques de la chronostratigraphie, telles qu'elles ont été énoncées par Wheeler [1958], peuvent être énumérées :

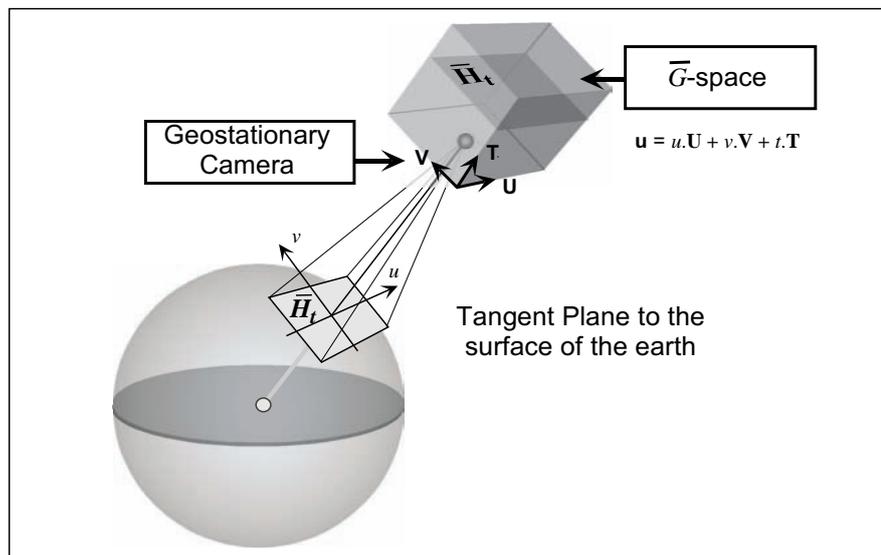


Fig. 2.1: Approche intuitive de l'espace chronostratigraphique qui peut être considéré comme l'accumulation continue d'images \bar{H}_t de la surface terrestre au temps géologique t prise, dans un ordre chronologique, par une caméra géostationnaire. D'après Mallet [2004].

- *Dimensions spatio-temporelles* : les unités chronostratigraphiques sont définies dans un espace tridimensionnel constitué, latéralement, de deux dimensions spatiales (paléogéographiques), et verticalement, d'une dimension temporelle.
- *Représentation d'entités non matérielles* : par analogie avec la caméra géostationnaire, une image \bar{H}_t de la surface topographique comporte des zones de sédimentation, d'érosion et de non-dépôt. Un diagramme chronostratigraphique enregistre donc les particules sédimentaires qui se déposent, mais aussi les zones d'érosion ou de non-sédimentation. Ainsi, les unités chronostratigraphiques incluent des entités matérielles (volume positif préservé, volume négatif érodé) et non matérielles (volume de non-dépôt).

Cette approche proposée par Wheeler [1958] est désormais largement adoptée et il est fréquent d'observer, dans la littérature, des représentations dans l'espace chronostratigraphique des unités sédimentaires. Ces représentations, généralement bi-dimensionnelles car réalisées manuellement, sont qualifiées de diagrammes chronostratigraphiques, ou diagrammes de Wheeler (Figure 2.2).

Application en stratigraphie sismique et séquentielle

Appliqués à la stratigraphie sismique, les principes de la chronostratigraphie ont conduit à la stratigraphie séquentielle. Introduite par Vail *et al.* [1977] et Mitchum [1977], la stratigraphie sismique exploite la capacité à acquérir des enregistrements de sismique réflexion plus précis et surtout tridimensionnels, en proposant d'interpréter certaines surfaces ou

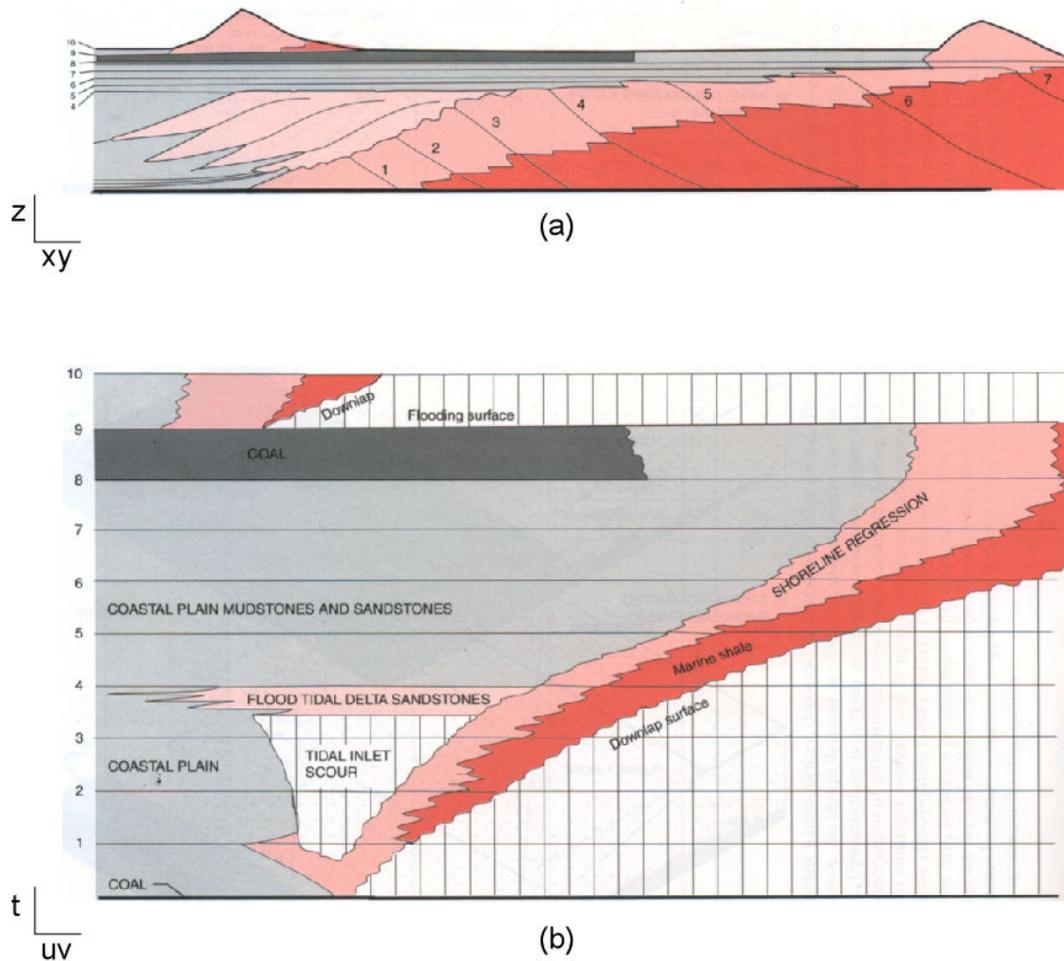


Fig. 2.2: Représentation des structures sédimentaires dans l'espace géologique et chronostratigraphique : (a) le modèle lithostratigraphique et (b) sa correspondance chronostratigraphique. Noter l'importance des zones de non dépôt et d'érosion, figurée en blanc. D'après Emery *et al.* [1996].

lignes sismiques comme des événements isochrones (au sens stratigraphique). La stratigraphie sismique consiste à considérer un ensemble de surfaces isochrones et à étudier leurs relations et la géométrie de leurs contacts. Quatre type de contacts peuvent être distingués (Figure 2.3) :

- *downlap* ou biseau de progradation : dispositif pour lequel les surfaces les plus récentes débordent sur les plus anciennes en descendant une pente sous-marine, dans la direction du large.
- *onlap* ou biseau d'aggradation : dispositif où les surfaces les plus récentes débordent sur les plus anciennes en remontant une pente sous-marine, dans la direction de la côte ;
- *toplap* ou biseau sommital : dispositif où les surfaces les plus récentes débordent sur les plus anciennes en allant vers le large mais sans les recouvrir dans leur partie située vers la côte ;

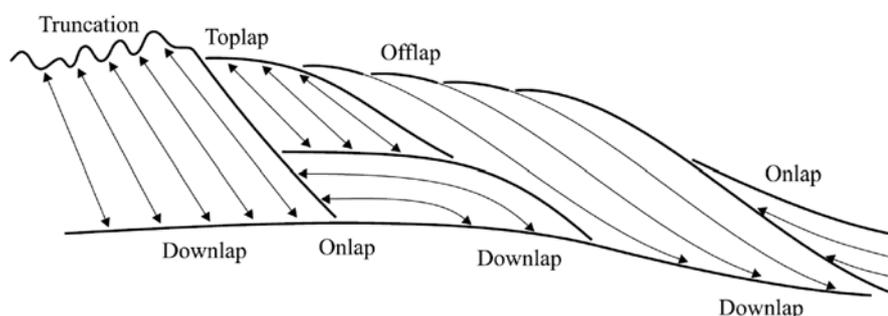


Fig. 2.3: Stratigraphie sismique et étude des terminaisons des strates, considérées comme des événements isochrones. Quatre types de contacts sont identifiables : le toplap, le downlap, l'onlap et l'offlap. D'après Catuneanu [2002].

- *offlap* ou figures de progradation : dispositif pour lequel les surfaces les plus récentes enveloppent et débordent sur les plus anciennes en allant vers le large.

Lorsqu'elle est intégrée dans un cadre chronostratigraphique, l'étude de ces biseaux permet de déduire les variations du niveau marin. C'est le propos de la stratigraphie séquentielle. Les biseaux en *toplap*, *downlap* et *offlap* sont interprétés comme une réponse à une diminution du niveau marin, tandis que les figures en *onlap* sont considérées comme l'expression de hausses du niveau marin [Posamentier et Vail, 1988; Catuneanu *et al.*, 1998; Catuneanu, 2002]. La succession et l'arrangement de ces biseaux définissent des cortèges de dépôt (*system tracts*) qui constituent des séquences [Vail *et al.*, 1977; Mitchum, 1977; Posamentier *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991].

Cette approche, très puissante, permet d'appréhender la disposition des corps sédimentaires et d'en déduire les variations de niveau marin. Cependant, la taille des objets identifiés par cette méthode dépend de la résolution des enregistrements sismiques. Une variante de la stratigraphie séquentielle, qualifiée de *stratigraphie haute résolution*, permet de prédire la distribution spatiale d'objets plus fins, d'échelle décimétrique à métrique (Chapitre 4).

2.1.2 Relation entre épaisseur et temps géologique

Un des principes de la chronostratigraphie est de dissocier l'épaisseur de l'âge des dépôts. L'épaisseur est mesurée dans l'espace géologique tandis que l'âge des dépôts est estimé dans l'espace chronostratigraphique. L'espace géologique fournit donc une représentation physique des structures sédimentaires dans un *repère paléogéographie/épaisseur*, tandis que l'espace chronostratigraphique correspond à une représentation organisationnelle des sédiments et des faciès sédimentaires selon un *repère paléogéographie/temps*.

Il n'y a *a priori* aucun lien direct entre l'épaisseur des sédiments et le temps géologique, hormis le taux de sédimentation. Une unité sédimentaire épaisse ne signifie pas que la durée de mise en place a été longue, et de la même manière, une unité fine n'indique pas une durée de mise en place courte. Seule l'estimation ou la mesure du taux de sédimentation, corrigé des effets de la compaction, permet de relier le temps à l'épaisseur.

2.1.3 Challenges des modèles numériques

L'application des concepts de la chronostratigraphie aux modèles numériques présente un certain nombre de difficultés qu'il est nécessaire de résoudre, en particulier :

Construction d'une fonction temps Il s'agit de construire dans l'espace géologique une fonction temps et les coordonnées paléogéographiques qui lui sont associées, de telle sorte qu'elles forment un repère direct permettant la construction de l'espace chronostratigraphique. Ces fonctions doivent respecter les données de sismique et de puits.

Contextes structuraux complexes La construction de la fonction temps et des coordonnées paléogéographiques est également contrainte par le modèle structural. Les failles, normales ou inverses, affectent les fonctions temporelles et paléogéographiques et doivent être prises en compte comme des discontinuités de ces fonctions.

Résolution sismique et résolution du modèle Les concepts de stratigraphie séquentielle, fondés sur la stratigraphie sismique, permettent de générer des modèles dont la résolution est au mieux celle de la sismique. Or, les modèles faciologiques et pétro-physiques sont de plus haute résolution, similaire généralement à celle des puits.

Hiatus d'érosion et de sédimentation La fonction temps à construire pour appliquer les principes de la chronostratigraphie dans les modèles numériques doit tenir compte des discordances et des hiatus de sédimentation. Il s'agit donc d'appliquer des discontinuités à cette fonction au niveau des surfaces remarquables identifiées par les biseaux de *toplap*, *downlap* et *onlap*.

Certains modèles – par exemple OpenDTect [de Groot et Bril, 2005] – permettent de répondre à certains de ces critères mais pas à l'ensemble d'entre eux. Le modèle GeoChron [Mallet, 2004; Moyen, 2005] a été développé pour résoudre globalement l'ensemble de ces problématiques.

2.2 Modèle GeoChron

Une formulation mathématique permettant de décrire les structures sédimentaires dans un cadre chronostratigraphie a été proposée par Mallet [2004] et développée dans GOCAD par Mallet *et al.* [2004]; Moyen [2005].

2.2.1 Paramétrisation de l'espace géologique

Cadre mathématique

L'idée fondamentale de GeoChron est de définir un nouveau système de coordonnées pour améliorer les calculs effectués dans les modèles sédimentaires. Le modèle GeoChron propose de construire un système de coordonnées curvilinéaires (u, v, t) dans un modèle géologique, où les axes (u, v) sont parallèles aux horizons et l'axe t est orthogonal aux surfaces isochrones. Construire un tel système équivaut à définir une paramétrisation particulière de l'espace géologique.

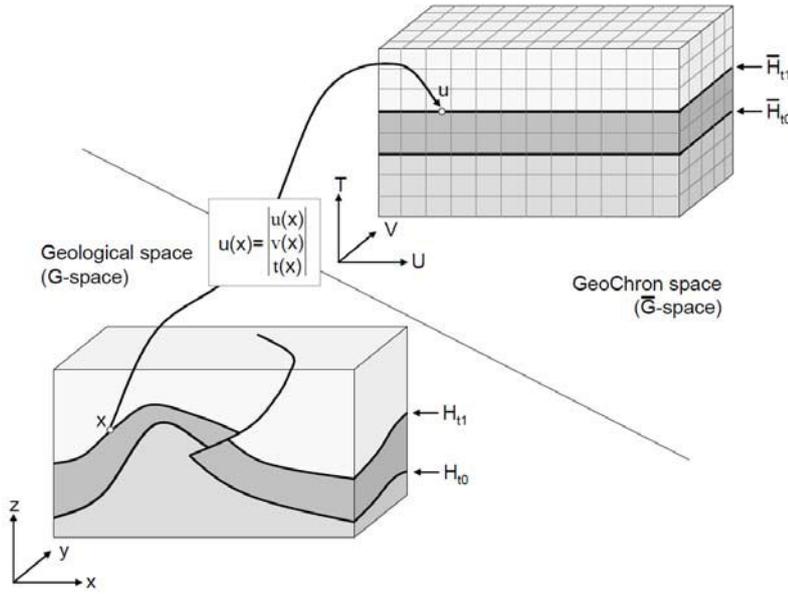


Fig. 2.4: Représentation de l'espace géologique (espace- G), chronostratigraphique (espace- \bar{G}) et de la paramétrisation GeoChron. Les horizons H_t de l'espace géologique sont des plans horizontaux dans l'espace \bar{G} et les failles, supposées post-sédimentaires, n'existent plus. L'application reliant le point \mathbf{x} de l'espace G au point \mathbf{u} de l'espace \bar{G} est appelée paramétrisation de l'espace géologique ou paramétrisation GeoChron. D'après Frank [2006] modifié de Mallet [2004].

Considérons le modèle géologique G , potentiellement plissé et faillé, et plongé dans l'espace euclidien tridimensionnel (x, y, z) . La position \mathbf{x} de tout point de G dans l'espace euclidien s'exprime dans un système de coordonnées direct définis par les vecteurs orthonormés $(\mathbf{X}, \mathbf{Y}, \mathbf{Z})$:

$$\mathbf{x} = x \cdot \mathbf{X} + y \cdot \mathbf{Y} + z \cdot \mathbf{Z}. \quad (2.1)$$

Le modèle GeoChron établit que chaque particule sédimentaire, observée actuellement à la position \mathbf{x} dans l'espace géologique G plissé et faillé, a une image \mathbf{u} dans l'espace GeoChron \bar{G} (Figure 2.4). L'espace \bar{G} est similaire à la boîte dans laquelle est accumulé le continuum d'images enregistré par une caméra géostationnaire située verticalement au-dessus du domaine étudié (Figure 2.1).

Un nouveau système orthonormé défini par les vecteurs $\mathbf{U}, \mathbf{V}, \mathbf{T}$ est introduit. Le vecteur \mathbf{T} est orthogonal aux surfaces isochrones de dépôt H_t , et orienté du centre de la Terre vers sa surface. Les vecteurs \mathbf{U} et \mathbf{V} sont parallèles aux surfaces \bar{H}_t , images des surfaces isochrones H_t dans l'espace chronostratigraphique. Quel que soit le point de référence $\mathbf{p}_0 \in \bar{H}_t$, un système de coordonnées paléogéographiques (u, v) est défini par (\mathbf{U}, \mathbf{V}) :

$$\mathbf{p} \in \bar{H}_t \Leftrightarrow \exists(u, v) \in \mathbb{R}^2 : \mathbf{p} = \mathbf{p}_0 + u \cdot \mathbf{U} + v \cdot \mathbf{V} \quad (2.2)$$

Chaque particule déposée au temps géologique t peut être repérée sur le plan \bar{H}_t grâce aux coordonnées (u, v) . L'espace chronostratigraphique étant une superposition dans la direction \mathbf{T} de plans isochrones horizontaux, chaque particule est localisée grâce à ses coordonnées paléogéographiques et à son âge :

$$\mathbf{u} = u \cdot \mathbf{U} + v \cdot \mathbf{V} + t \cdot \mathbf{T} \quad (2.3)$$

Relier chaque point \mathbf{x} de l'espace géologique G à son image \mathbf{u} dans l'espace GeoChron \overline{G} revient à caractériser les trois fonctions $u(\mathbf{x})$, $v(\mathbf{x})$ et $t(\mathbf{x})$ définissant un point de l'espace \overline{G} . Ces fonctions sont regroupées dans une application vectorielle $\mathbf{u}(\mathbf{x})$, appelée paramétrisation de l'espace géologique ou paramétrisation GeoChron :

$$\forall \mathbf{x} = \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} \in G \quad \xrightarrow{\mathbf{u}} \quad \mathbf{u}(\mathbf{x}) = \begin{bmatrix} u(\mathbf{x}) \\ v(\mathbf{x}) \\ t(\mathbf{x}) \end{bmatrix} \in \overline{G} \quad (2.4)$$

Cette paramétrisation est contrainte par les interprétations sismiques et les données de puits sur lesquelles un ensemble d'événements isochrones $\{H_{t_0}, H_{t_1}, \dots, H_{t_n}\}$ sont identifiés et ordonnés chronologiquement selon leur âge : $t_0 < t_1 < \dots < t_n$, avec la convention $t_i < t_j \Leftrightarrow H_{t_i}$ est antérieur à H_{t_j} . Les événements isochrones H_t peuvent être des réflecteurs sismiques ou des marqueurs de puits.

Calcul de la paramétrisation GeoChron

Le modèle GeoChron, tel qu'il est défini par Mallet [2004], est un cadre théorique mathématique et ne fournit pas de technique permettant la construction des fonctions $u(\mathbf{x})$, $v(\mathbf{x})$ et $t(\mathbf{x})$. Il est particulièrement important de tenir compte des corrélations entre les marqueurs de puits, l'interprétation séquentielle sur les puits et les types de biseaux à reproduire (*toplap*, *downlap*, etc.).

Deux méthodes mettant en pratique le modèle GeoChron ont été développées : la première utilise les grilles stratigraphiques, et la seconde repose sur les maillages tétraédriques [Mallet, 2004; Moyen, 2005]. Ces techniques ne sont pas détaillées dans ce manuscrit, et nous invitons le lecteur à se référer à la thèse de Moyen [2005] pour les détails sur la mise en œuvre du modèle GeoChron sur les maillages tétraédriques, et à Kedzierski et Mallet [2006b] pour une application avec des grilles stratigraphiques. Dans tous les cas, la création d'une paramétrisation GeoChron requiert l'identification des événements H_t , puis la spécification de leurs relations et types de contact. Les outils permettant cette étape préliminaire sont déjà disponibles dans le logiciel GOCAD.

La calcul de la paramétrisation GeoChron de l'espace géologique permet de décrire l'évolution des fonctions $u(\mathbf{x})$, $v(\mathbf{x})$ et $t(\mathbf{x})$ à une résolution plus élevée que celle des enregistrements sismiques et similaire à celle des puits sur lesquels sont identifiés les événements isochrones H_t . En outre, les techniques mettant en œuvre le modèle GeoChron permettent de tenir compte de la géométrie du modèle structural et de construire une paramétrisation intégrant les rejets des failles (Figure 2.5).

2.2.2 Mesure du taux de sédimentation

Vitesse de sédimentation, lien entre l'épaisseur et le temps géologique

En marge de la paramétrisation GeoChron, le taux de sédimentation $S(x, y, z)$ peut être déduit en tenant compte des variations d'épaisseur des unités stratigraphiques [Mallet,

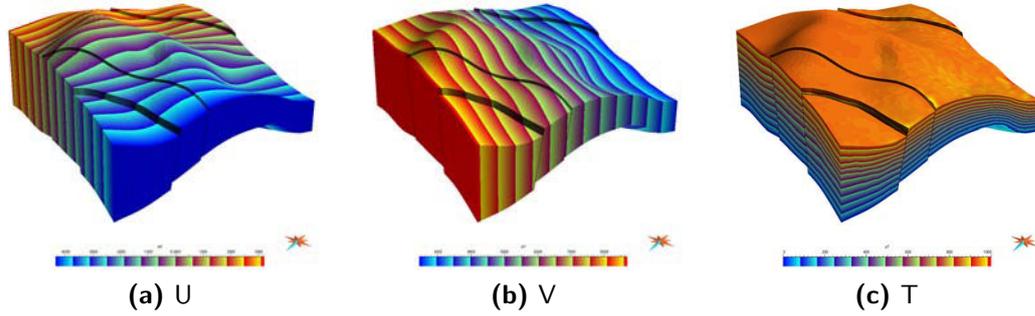


Fig. 2.5: Les trois composantes (u, v, t) de la paramétrisation GeoChron sur un maillage tétraédrique, et appliquée à un modèle plissé et faillé dans l'espace géologique. Données Total.

2004] :

$$S(\mathbf{x}) = \frac{1}{\|\mathbf{grad}t(\mathbf{x})\|} = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\text{épaisseur des sédiments déposés pendant } \Delta t}{\Delta t} \quad (2.5)$$

Le taux ainsi calculé correspond à une vitesse instantanée de sédimentation. Elle ne tient cependant pas compte des effets de la compaction et correspond par conséquent à une vitesse apparente qu'il faut corriger par un terme de compaction.

Effets de la compaction

Notons $\Delta h(\mathbf{x})$ l'épaisseur de sédiments observés au point \mathbf{x} actuellement et ayant subi une compaction. Avant celle-ci, c'est-à-dire au moment t du dépôt de ces sédiments, l'épaisseur était $\Delta H(\mathbf{x})$, de telle sorte que :

$$\Delta h(\mathbf{x}) = (1 - \phi(\mathbf{x})) \cdot \Delta H(\mathbf{x}), \quad \phi(\mathbf{x}) \in [0, 1[. \quad (2.6)$$

Dans l'équation (2.6), le terme ϕ correspond au taux de compaction et dépend à la fois de l'histoire d'enfouissement qui suit le dépôt de la particule \mathbf{x} et de la nature des sédiments observés à la position \mathbf{x} . En supposant que ce taux de compaction soit disponible grâce à une mesure ou à une approximation, le taux de sédimentation S peut être remplacé par le *taux de sédimentation décompacté* S_ϕ défini Mallet [2004] :

$$S_\phi(\mathbf{x}) = \frac{1}{1 - \phi(\mathbf{x})} \cdot S(\mathbf{x}). \quad (2.7)$$

Appliquée avec un taux de compaction moyen, l'équation (2.7) permet de calculer en tout point de l'espace une approximation du taux de sédimentation, dont les effets de compaction sont corrigés (Figure 2.6). Nous avons développé au cours de ces travaux les fonctionnalités permettant de calculer un tel taux de sédimentation, sur des grilles stratigraphiques ou sur des modèles tétraédriques.

Bien qu'étant apparemment un sous-produit du modèle GeoChron, le taux de sédimentation est dans nos travaux un maillon essentiel dans la mesure où ce paramètre permet de faire le lien entre les processus sédimentaires et l'enregistrement stratigraphique.

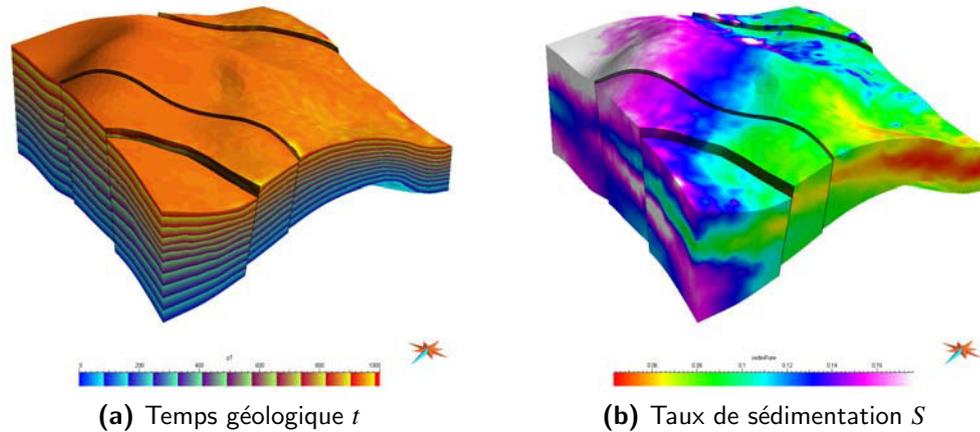


Fig. 2.6: Calcul du taux de sédimentation à partir de la paramétrisation GeoChron. Lorsque les surfaces isochrones sont proches, le taux de sédimentation est faible. À l'inverse, des surfaces isochrones verticalement espacées induisent un taux de sédimentation élevé. Données Total.

2.2.3 Discussion

Le modèle GeoChron est similaire à l'approche de Wheeler et peut être considéré comme la formalisation mathématique et la mise en œuvre numérique des principes de la chronostratigraphie. Ses avantages sont (1) de fournir une paramétrisation cohérente avec les interprétations stratigraphiques à haute résolution effectuées sur la sismique et sur les puits, (2) de prendre en compte le modèle structural en construisant une paramétrisation en accord avec le jeu des failles et (3) de tenir compte des hiatus et des zones d'érosion¹.

Au même titre que la chronostratigraphie, la méthode GeoChron permet de simplifier considérablement les problèmes géologiques en "dépliant" les horizons isochrones et en retirant les failles. Il est ainsi plus aisé de décrire les phénomènes sédimentaires dans un espace identique à celui du dépôt, géométriquement et topologiquement plus simple.

En outre, le modèle GeoChron permet de séparer la description géométrique des failles, de celles des horizons implicitement effectuée par la paramétrisation [Moyen, 2005]. Ces descriptions géométriques sont également séparées de la modélisation des propriétés qui a lieu dans l'espace chronostratigraphique. La division du processus de modélisation sédimentaire en trois étapes distinctes (failles, horizons, propriétés) confère au modèle GeoChron à la fois simplicité et flexibilité. Cette modularité permet entre autre de réutiliser certaines fonctionnalités pour des objectifs différents : l'étude des déformations et la prédictions de réseaux discrets de fractures [Moyen, 2005; Macé, 2006], la mise en cohérence de données sismiques [Moyen, 2005], la mise à jour interactive de modèles d'horizons [Frank, 2006] et de failles [Tertois, 2007].

Enfin, la dissociation de la modélisation structurale avec la modélisation des propriétés permet de générer des modèles de propriétés d'une résolution différente de celle de

¹Dans sa version sur maillage tétraédrique, la prise en compte des discordances et des lacunes de sédimentation est partielle, mais l'utilisation de grilles stratigraphiques permet de pallier ce problème.

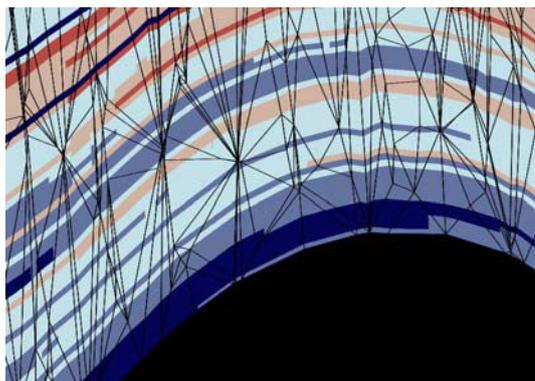


Fig. 2.7: Dissociation de la modélisation des propriétés et de la géométrie : le modèle de propriétés est de plus haute résolution que le maillage tétraédrique couvrant l'espace géologique. Sur cette section, les lignes noires correspondent aux traces des tétraèdres intersectés par le plan de coupe.

la géométrie. L'intérêt est de pouvoir modéliser les hétérogénéités de propriétés faciologiques ou pétrophysiques à haute résolution, tandis que la géométrie est potentiellement à une résolution plus faible (Figure 2.7). L'affichage du modèle de propriétés à haute résolution dans le maillage couvrant l'espace géologique est effectué grâce aux travaux de Frank [2006].

2.3 Mise en œuvre numérique d'un cadre chronostratigraphique

L'utilisation du modèle GeoChron pour une application en modélisation sédimentaire implique la mise en place d'un certain nombre de structures de données et d'outils. Au cours de cette thèse, trois problèmes ont été abordés : la définition d'une grille couvrant l'espace chronostratigraphique, l'interpolation de propriétés dans cet espace, et le transfert d'objets et de propriétés de l'espace géologique vers l'espace chronostratigraphique et inversement.

2.3.1 Définition d'une grille chronostratigraphique

La définition d'une grille, au même titre que la définition d'un objet discret, consiste à préciser sa topologie et sa géométrie. Une fois la grille chronostratigraphique définie, l'optimisation de sa mémoire de stockage peut être discutée.

Topologie. La topologie permet de décrire un objet, considéré comme un ensemble de points, en le décomposant en cellules contractiles de toutes dimensions et en définissant les relations entre ces parties élémentaires. Ainsi, une grille couvrant l'espace chronostratigraphique peut être décomposée verticalement en plans isochrones bidimensionnels, eux-mêmes constitués d'un même nombre de cellules unidimensionnelles (Figure 2.8).

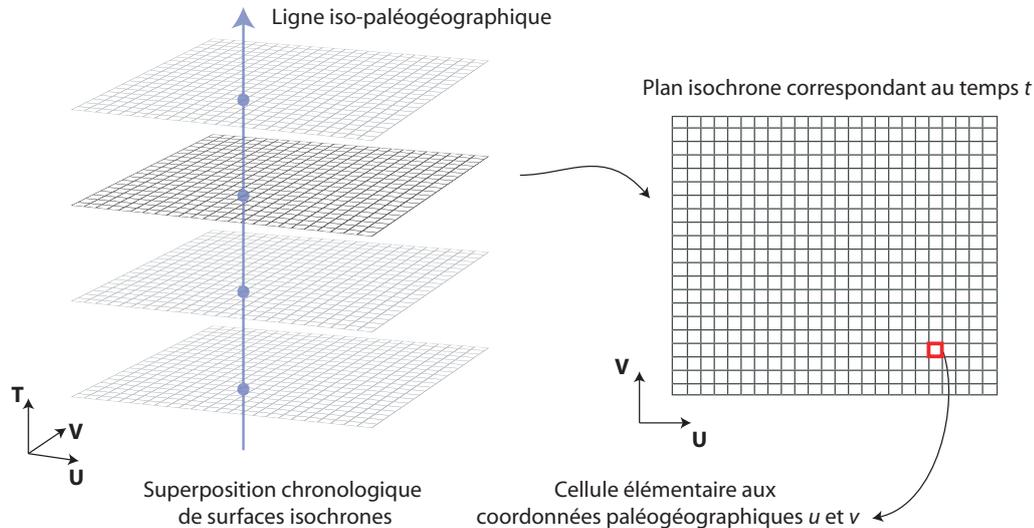


Fig. 2.8: Décomposition de l'espace chronostratigraphique en une superposition de plans isochrones structurés constitués d'un même nombre de cellules élémentaires rectangulaires.

Chacune de ces cellules élémentaires, qui représente une “parcelle” sur la surface paléogéographique, est identique aux autres dans sa forme et sa taille. La grille stratigraphique est donc une grille structurée. Une cellule a quatre voisins directs latéralement sur le plan isochrone et deux voisins dans la direction verticale temporelle.

Géométrie. Dans l'espace chronostratigraphique, les surfaces isochrones sont horizontales. La position latérale des cellules sur la surface paléogéographique horizontale est définie par rapport à un repère fixe attaché au substratum. Nous supposons que les mouvements latéraux du substratum, et donc du repère paléogéographique qui lui est attaché, sont négligeables pendant l'intervalle de temps couvert par la grille chronostratigraphique. De cette manière, les cellules dont les coordonnées (u, v) sont identiques se répartissent sur un axe vertical, appelé ligne paléogéographique ou *IPG-line* par Mallet [2004] et Moyen [2005], colinéaire à la direction temporelle \mathbf{T} . La grille couvrant l'espace chronostratigraphique est par conséquent structurée et régulière (Figure 2.8). La géométrie de la grille chronostratigraphique est implicitement définie à partir d'un point de référence (origine), des deux directions paléogéographiques \mathbf{U} et \mathbf{V} , et de la direction temporelle \mathbf{T} .

Optimisation de la taille de stockage. L'espace chronostratigraphique, tel qu'il a été défini par Wheeler [1958], enregistre autant les zones de sédimentation que celles de hiatus de sédimentation ou d'érosion. Par conséquent, une grille couvrant cet espace peut potentiellement comporter un nombre considérable de cellules vides correspondant aux périodes de non-sédimentation. Pour cette raison, nous préférons construire une grille couvrant un espace assimilable à l'espace chronostratigraphique duquel les périodes sans

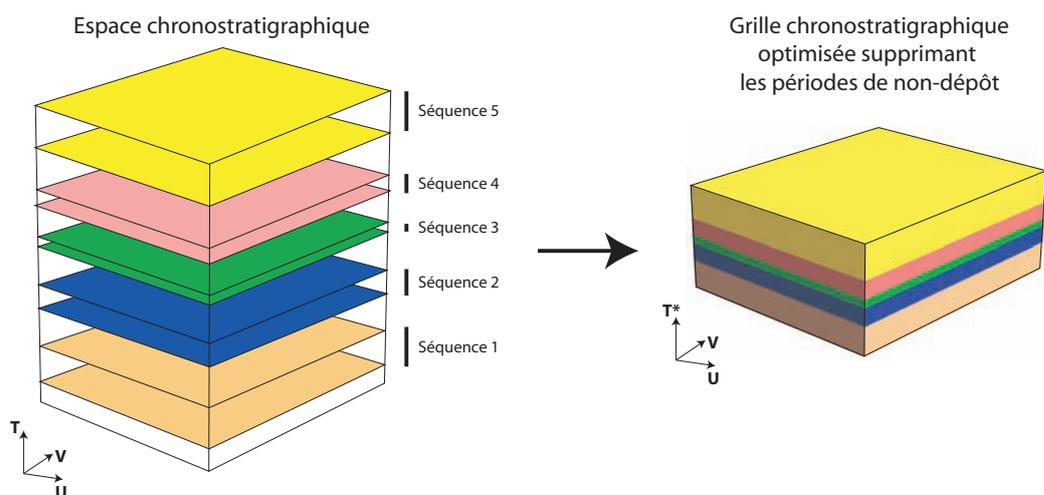


Fig. 2.9: Optimisation de la grille chronostratigraphique et décomposition en séquences stratigraphiques.

sédimentation ont été retirées (Figure 2.9). Bien entendu, cet espace peut toujours comporter des entités non-matérielles, mais chaque section (u, v) comporte au moins localement un enregistrement de la sédimentation.

Concrètement, la grille chronostratigraphique telle qu'elle est construite dans ces travaux est donc une grille couvrant les périodes qui ont enregistré des phases de sédimentation. Elle est subdivisée en séquences stratigraphiques, de telle sorte que les surfaces isochrones appartenant à la même séquence sont regroupées dans une même région de cette grille (Figure 2.4).

2.3.2 Interpolation dans une grille chronostratigraphique

Les interpolations effectuées dans la grille chronostratigraphique doivent tenir compte de la signification physique de l'espace de Wheeler : les dimensions horizontales sont spatiales, tandis que la verticale correspond au temps géologique. La propriété scalaire ou vectorielle à interpoler varie horizontalement sur une surface isochrone en accord avec les conditions paléo-environnementales au moment du dépôt, et n'est que très faiblement corrélée verticalement. Le degré de corrélation verticale est fonction de la vitesse de changement des conditions de dépôt, c'est-à-dire de la vitesse de variation du niveau marin relatif.

Estimer les variations d'une variable régionalisée implique donc que les corrélations soient plus importantes horizontalement que verticalement. Nous utilisons dans ces travaux l'interpolateur DSI (Section 1.2) qui minimise la rugosité de la variable interpolée. Afin de tenir compte du sens physique des axes de la grille chronostratigraphique, nous divisons la rugosité locale en deux termes : une composante horizontale et une autre verticale. Deux stratégies sont alors disponibles :

1. Imposer les contributions des composantes horizontales et verticales afin que le caractère lisse de la fonction interpolée soit plus marqué latéralement que verticalement. Dans le cas de grilles structurées, le poids dans la rugosité locale de la composante horizontale par rapport à celle de la verticale peut être spécifié à l'interpolateur DSI. C'est, en pratique, la stratégie que nous utilisons dans les travaux présentés dans cette thèse avec un rapport par défaut de 100 entre la rugosité horizontale et la rugosité verticale.
2. Utiliser une rugosité standard horizontalement et définir une rugosité verticale spécifique, en tenant compte de la vitesse de variations des environnements sédimentaires. Cette technique proposée par Kedzierski *et al.* [2005] remplace le terme de rugosité verticale par une fonction f qui varie selon un indicateur stratigraphique². Cependant cette approche est lourde à mettre en place et ses résultats ne sont pas significativement meilleurs que ceux de la méthode précédente.

2.3.3 Transferts entre l'espace géologique et chronostratigraphique

Trois opérations de transfert peuvent être distinguées : (1) le transfert d'objets de l'espace géologique G vers l'espace chronostratigraphique \overline{G} , (2) la migration de propriétés de l'espace géologique vers l'espace chronostratigraphique, et (3) l'affichage et le transfert de propriétés calculées dans l'espace chronostratigraphique vers l'espace géologique.

Transfert d'objets de G vers \overline{G} . Les objets qui subissent ce type de transfert sont généralement les puits portant des observations, ou des surfaces de failles afin de localiser les traces des failles dans l'espace chronostratigraphique et de détecter si celles-ci ne sont pas synsédimentaires. La question préliminaire à ce type de transfert est "*quelle est la signification physique d'un objet dans l'espace chronostratigraphique ?*". La réponse est qu'il n'y a aucune signification physique particulière, sinon la trace de cet objet dans l'espace chronostratigraphique. En particulier, la topologie d'un objet dans l'espace chronostratigraphique est différente de celle de l'objet de départ, car le nouvel agencement des nœuds dans l'espace \overline{G} n'est pas automatiquement ordonnable. Imaginons par exemple un puits intersectant une faille normale et un hiatus d'érosion : bien que cet objet soit continu dans l'espace G , son image dans \overline{G} est discontinue et constituée de trois parties (Figure 2.10).

Afin de résoudre toute ambiguïté, nous choisissons de représenter l'image dans \overline{G} d'un objet de G par un ensemble de points non connectés. Par souci de simplicité, nous transformons les objets à transférer en un ensemble de points, pour chacun desquels la position dans l'espace chronostratigraphique est attribuée selon l'équation (2.4). L'ensemble de points construit à partir des puits est directement déduit de l'échantillonnage des dia-graphies ; celui utilisé pour les surfaces ou les lignes provient directement de l'ensemble des nœuds de ces objets dont les relations topologiques ont été supprimées.

²Par exemple la moyenne de la norme du gradient vertical du rapport entre le taux d'accommodation et le flux sédimentaire calculé sur l'ensemble des puits (voir Chapitre 4).

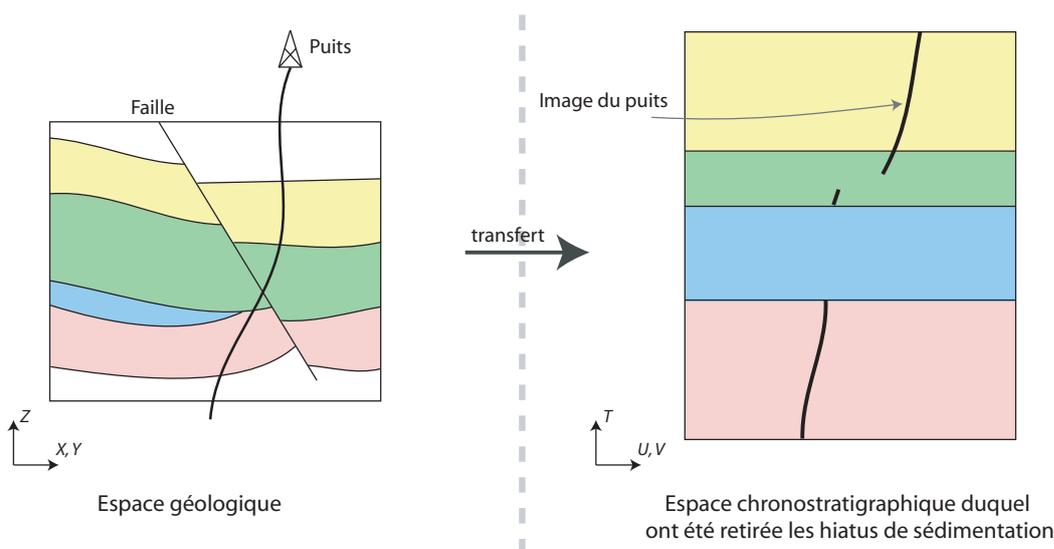


Fig. 2.10: Problématique du transfert d'objets de l'espace géologique vers l'espace chronostratigraphique : la topologie de l'image est différente de celle de l'objet d'origine, en particulier à cause des discontinuités sédimentaires, telles que discordances ou lacunes, et des failles.

L'algorithme 2.1 permet de faire migrer un ensemble de points de l'espace G vers l'espace \bar{G} . Nous avons mis en œuvre cet algorithme dans nos travaux afin de transférer des puits et des surfaces de failles dans l'espace chronostratigraphique (Figure 2.11).

Transfert de propriétés de G vers \bar{G} . La migration de propriétés d'un objet de l'espace géologique vers la grille chronostratigraphique peut se faire selon deux stratégies : (1) envoyer l'objet et ses propriétés dans \bar{G} puis peindre la grille chronostratigraphique avec l'ensemble de points ainsi créé, ou (2) utiliser, pour chaque nœud enregistrant une valeur de la propriété, l'algorithme 2.1 précédent afin de localiser la cellule de la grille chronostratigraphique à peindre avec la valeur de propriété.

Puisque la paramétrisation GeoChron est une application surjective du fait des zones d'érosion et de hiatus de sédimentation, les cellules de la grille chronostratigraphique correspondant à ces cas particuliers ne sont pas peintes.

Transfert de propriétés de \bar{G} vers G . Le transfert de propriétés de l'espace chronostratigraphique vers l'espace géologique s'effectue différemment selon que la grille couvrant l'espace G est stratigraphique ou tétraédrique. S'il s'agit d'une grille stratigraphique, les grilles géologiques et chronostratigraphiques sont supposées avoir la même résolution. Le transfert peut donc se faire cellule par cellule, les indices des cellules de ces deux grilles étant similaires. En revanche, s'il s'agit d'un maillage tétraédrique, la résolution de la grille chronostratigraphique est différente et notamment plusieurs de ses cellules peuvent appartenir au même tétraèdre. Par conséquent, les propriétés ne sont pas directement copiées sur les sommets des tétraèdres mais plutôt peintes sur la grille tétraédrique comme une texture [Frank, 2006] ce qui permet de conserver graphiquement la plus haute résolution (Figure 2.7). Dans ce cas, les calculs utilisant une propriété calculée dans l'espace

Algorithme 2.1 : Migration d'un ensemble de points de l'espace géologique vers l'espace chronostratigraphique.

Données : Ensemble \mathcal{O} de points dans l'espace G , paramétrisation GeoChron d'une grille \mathcal{G} tétraédrique ou stratigraphique couvrant G

Résultat : Ensemble de points dans l'espace \overline{G}

- 1 **pour chaque point $P(\mathbf{x})$ de \mathcal{O} faire**
 - 2 $\mathcal{C} \leftarrow$ la cellule de \mathcal{G} contenant le point $P(\mathbf{x})$
 - 3 $(a, b, c) \leftarrow$ les coordonnées barycentriques de $P(\mathbf{x})$ dans \mathcal{C}
 - 4 $u(P), v(P) \leftarrow$ les coordonnées paléogéographiques calculées à partir de la paramétrisation \mathbf{u} et de (a, b, c)
 - 5 $t(P) \leftarrow$ le temps géologique associée à la date de dépôt de la particule P , calculé à partir de \mathbf{u} et de (a, b, c)
 - 6 $P' \leftarrow (u(P), v(P), t(P))^t$ l'image de P dans \overline{G}
-

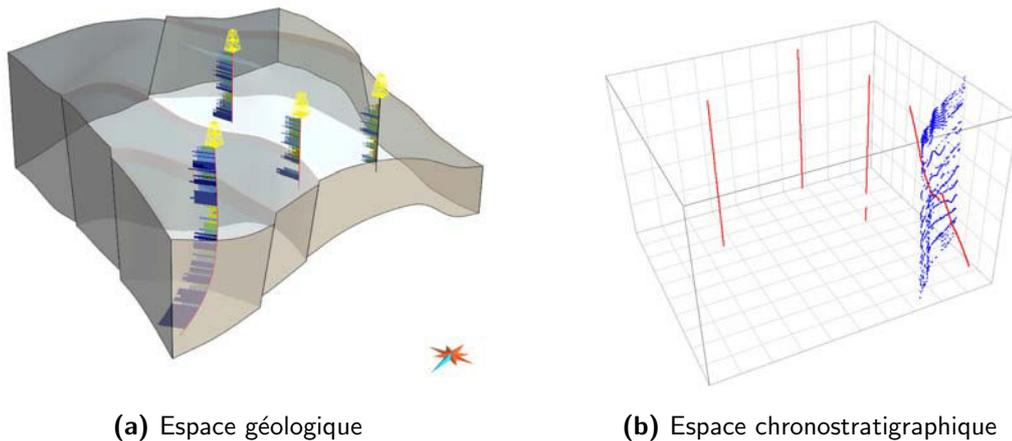


Fig. 2.11: Transfert d'objets de l'espace géologique vers l'espace chronostratigraphique : exemple de la migration de puits et d'une surface de faille.

chronostratigraphique ne peuvent pas se faire directement sur la grille géologique mais dans celle couvrant l'espace \overline{G} .

2.4 Conclusions et perspectives

Le modèle GeoChron en bref. Le modèle GeoChron est assimilable à la formalisation mathématique des concepts de chronostratigraphie introduits au milieu du siècle dernier et permettant de décrire les structures sédimentaires dans un espace pour lequel les dimensions latérales sont paléogéographiques et la dimension verticale est temporelle. La mise en œuvre de ce modèle par Moyen [2005] permet de générer une paramétrisation de l'espace géologique définissant un espace chronostratigraphique mais fournissant égale-

ment une approximation du taux de sédimentation pour lequel les effets de la compaction sont corrigés.

Les liens entre les modèles GeoChron et Thalassa. La modélisation de la subsurface peut se décomposer en trois problèmes principaux : modéliser (1) la géométrie des horizons et des failles, (2) la topologie des relations entre horizons et failles, et (3) les propriétés dans les différentes structures stratigraphiques. Le cadre théorique mathématique du modèle GeoChron permet de résoudre les deux premiers problèmes : dans l'espace chronostratigraphique, les failles disparaissent et les horizons deviennent horizontaux. En un certain sens, utiliser le modèle GeoChron revient à simplifier "l'équation géologique". Le problème restant est la modélisation des propriétés dans l'espace géologique et chronostratigraphique.

Résoudre ce problème est l'objet du modèle Thalassa développé dans cette thèse. Pour cela, nous avons développé un ensemble d'outils permettant de manipuler des objets dans l'espace chronostratigraphique et d'y interpoler des propriétés en tenant compte du sens physique et géologique de l'espace de Wheeler.

Perspectives. L'espace chronostratigraphique est un cadre dans lequel la description des phénomènes sédimentaires, ou de la répartition des faciès, est plus simple et intuitive. En effet, chaque plan horizontal isochrone de cet espace correspond à une carte à un instant t décrivant les dépôts sédimentaires. Les principes de la sédimentologie de faciès (Chapitre 3) peuvent alors être directement appliqués dans cet espace, sans changement de repère, ni complexité due aux failles.

En outre, ce cadre chronostratigraphique est cohérent avec les concepts de stratigraphie séquentielle. Il est alors aisé d'appliquer certains des principes de la stratigraphie génétique (Chapitre 4), permettant de mieux contraindre ce modèle de faciès.

Enfin, le taux de sédimentation fourni par le modèle GeoChron apporte une information essentielle concernant les modèles de faciès : (1) il est à la fois lié à l'organisation stratigraphique dans la mesure où il traduit l'épaisseur des unités génétiques, et (2) il indique quelles sont les variations d'environnement de dépôt, (3) il reflète en partie le régime de sédimentation.

Deuxième partie

Modèles conceptuels et définition de règles sédimentologiques et stratigraphiques

Chapitre 3

Caractérisation sédimentologique des probabilités de faciès

Sommaire

3.1	Principes de sédimentologie de faciès	43
3.2	Modèle sédimentologique et probabilités de faciès	45
3.3	Mise en œuvre de règles de contrôle physiographique des faciès	50
3.4	Conclusions	52

3.1 Principes de sédimentologie de faciès

Le propos de la sédimentologie de faciès est l'interprétation des motifs d'agencement et de succession des faciès sédimentaires en terme d'environnements de dépôt, et de paléogéographie. Cette approche, qui constitue un des piliers de la stratigraphie moderne, fut en grande partie introduite au XIXème siècle par le géologue suisse Amanz Gressly [Gressly, 1838; Cross et Homewood, 1997].

3.1.1 Faciès sédimentaires et processus de dépôt

Notion de faciès sédimentaire

Un faciès sédimentaire correspond à la description de l'ensemble des caractères lithologiques et paléontologiques caractérisant une roche sédimentaire [Gressly, 1838]. Cette notion fait donc appel à l'observation :

- de critères lithologiques tels que la composition pétrographique, la minéralogie, la granulométrie et la texture (*lithofaciès*) ;
- d'indicateurs biologiques comme les assemblages de fossiles ou la présence de bioturbations (*biofaciès*) ;
- de marqueurs hydrodynamiques enregistrés par des structures sédimentaires comme les litages ou les laminations.

Processus de dépôt des faciès sédimentaires

La définition d'un faciès sédimentaire s'appuie donc sur des critères physiques, chimiques et biologiques permettant de décrire les roches sédimentaires. Ces propriétés, indépendantes du temps géologique, sont la traduction des processus génétiques étant intervenus dans l'environnement de dépôt. Ces processus de dépôt sont déterminés par analogie aux systèmes sédimentaires présents, reposant ainsi sur le principe d'*uniformitarisme*, qui postule que les lois régissant les phénomènes géologiques actuels étaient également valables dans le passé [Hutton, 1899].

Les processus physiques relèvent essentiellement de l'hydrodynamique et des effets gravitaires [Reading, 1996; Eschard, 2001]. Ils sont à l'origine de l'apport et du transport des sédiments détritiques, des ségrégations de granulométrie, et des structures sédimentaires. Ils affectent à la fois les dépôts détritiques et carbonatés dans la mesure où ils contrôlent le dépôt, mais aussi le transport et la remobilisation des sédiments.

Les processus chimiques et biologiques concernent la précipitation biotique ou abiotique des carbonates [Reading, 1996; Moore, 2001]. La précipitation est dite abiotique lorsqu'elle est gouvernée uniquement par la thermodynamique et la cinétique des réactions. À l'opposé, la précipitation est qualifiée de biotique lorsqu'elle est une conséquence d'un métabolisme animal ou végétal.

3.1.2 Associations de faciès et environnements de dépôt

À chaque faciès sédimentaire peut être associé un processus de dépôt. Cependant, un faciès et le processus qui lui est associé ne peuvent pas à eux seuls déterminer le milieu de sédimentation. Puisqu'à un processus sédimentaire donné peuvent correspondre plusieurs milieux de sédimentation, la prise en compte d'un seul faciès conduit à une ambiguïté concernant l'environnement de dépôt. Celle-ci peut être levée en considérant l'ensemble des faciès adjacents et concomitants. La confrontation des scénarii possibles pour chaque faciès conduit généralement à un milieu de sédimentation unique.

Considérer un groupe de faciès revient à définir ce qui est couramment appelé un *assemblage de faciès sédimentaires*. Ce principe de la sédimentologie de faciès conduit à la *loi de Gressly*, qui établit qu'il existe des relations directes entre le milieu de dépôt et l'ensemble des caractères lithologiques et paléontologiques définissant un faciès sédimentaire [Gressly, 1838; Cross et Homewood, 1997].

3.1.3 Reconstruction du paléopaysage : le modèle sédimentologique

À ce stade de l'étude sédimentologique, les milieux de dépôt de chaque faciès sont définis. La dernière étape consiste à déterminer la répartition spatiale de ces milieux de sédimentation. Celle-ci n'est pas aléatoire car les environnements de dépôt se succèdent latéralement de manière à constituer un paysage particulier au moment du dépôt. La détermination de cette succession latérale peut être déduite de l'agencement vertical des faciès sédimentaires, grâce à la *loi de Walther*. La loi de Walther établit que, en l'absence de

hiatus de sédimentation ou d'érosion, les faciès se succédant verticalement se sont déposés dans des environnements de dépôt latéralement adjacents [Middleton, 1973]. Cette loi permet de transformer un ensemble de données réparties verticalement en un agencement horizontal d'environnements de dépôt. La notion de diagramme de substitution latérale et de succession de faciès permet de décrire, indépendamment du temps, l'ensemble des faciès identifiés, leurs positions spatiales relatives et les substitutions entre faciès possibles.

L'agencement latéral des milieux de sédimentation permet de préciser les traits d'un paléopaysage dont les faciès sédimentaires sont l'expression. Un modèle sédimentologique, ou modèle de faciès, correspond à la définition du paysage sédimentaire associé à l'ensemble des faciès observés. La représentation graphique d'un tel modèle se fait souvent sous forme de dessins bidimensionnels, ou en perspective, du profil sédimentaire.

Un modèle sédimentologique est prédictif quant à la nature des éléments du paysage, mais ne permet pas de spécifier leur localisation précise à un instant donné. Il regroupe ainsi les facteurs de contrôle internes du système sédimentaire, ou facteurs *auto-génétiques*. La répartition des différents environnements de dépôt à un instant donné est contrôlée par un ensemble de facteurs externes au système sédimentaire, appelés facteurs *allogénétiques* dont l'étude est l'objet de la stratigraphie (voir Chapitre 4).

3.2 Modèle sédimentologique et probabilités de faciès

Dans notre démarche de modélisation des réservoirs contrainte par la connaissance géologique, l'enjeu est de pouvoir définir un ensemble de règles sédimentologiques caractérisant l'organisation des faciès sédimentaires et permettant de quantifier leurs probabilités d'occurrence. Les relations entre faciès et paysage sédimentaire que définissent les modèles sédimentologiques, impliquent qu'il est possible de quantifier les probabilités d'occurrence de faciès à partir d'une description du paléopaysage.

3.2.1 Association déterministe entre faciès et bathymétrie

Le paysage sédimentaire peut être considéré de manière approximative comme la topographie de la surface de dépôt à un instant donné. C'est l'approche la plus intuitive, qui a conduit à associer de manière déterministe les faciès sédimentaires à la bathymétrie. [Hallam, 1967; Eicher, 1969; Benedict et Walker, 1978; Clifton, 1988; Immenhauser, 2005]. Ce type d'approximation est très appliqué en contexte carbonaté, mais reste d'une manière générale très fréquent qu'il s'agisse de systèmes sédimentaires silicoclastiques, carbonatés ou mixtes. En effet, en domaine marin, la bathymétrie permet de distinguer des milieux de sédimentation particuliers délimités par [Immenhauser, 2005] :

- la limite d'émersion, affectant la production carbonatée et la remobilisation des sédiments clastiques ;
- la limite d'action des vagues de beau-temps, contrôlant le degré d'agitation du milieu et donc la quantité de carbonates produits et la sédimentation des sédiments clastiques ;

- la limite d'action des vagues de tempête, intervenant dans la remobilisation occasionnelle des sédiments et au delà de laquelle les sédiments sont très fins et laminés ;
- la limite anoxique, affectant la production carbonatée ;
- la limite de la zone photique, affectant la production carbonatée biotique ;
- les gradients verticaux de températures, affectant le développement des organismes encroûtants ou producteurs de carbonates.

Ces approches sédimentologiques peuvent également se vérifier par la quantification de la profondeur de dépôt de certains carbonates, en estimant les plages de pression lors de la formation des inclusions fluides [Mallarino *et al.*, 2002].

En s'appuyant sur ces observations et cette pratique courante en sédimentologie de faciès, Massonnat [1999] propose une méthode de modélisation tridimensionnelle des faciès sédimentaires associant de manière déterministe les faciès à des plages de bathymétrie [Massonnat, 1999; Pernarcic *et al.*, 2002; Leflon, 2005].

3.2.2 Probabilité de faciès et physiographie de la surface de dépôt

La bathymétrie est souvent le facteur prédominant dans le contrôle des répartitions de faciès. C'est un fait totalement cohérent avec la définition de modèles sédimentologiques, car la topographie est un des attributs caractérisant le mieux un paysage. Cependant, des études statistiques montrent que la bathymétrie seule n'est pas suffisante pour caractériser complètement la distribution spatiale et temporelle des faciès sédimentaires [Rankey, 2004]. Ceci est dû à la complexité inhérente aux systèmes sédimentologiques et écologiques.

Cette limite de la relation déterministe entre faciès et bathymétrie voit son explication dans la dépendance des phénomènes sédimentaires (1) à l'énergie du milieu de sédimentation, et (2) à la disponibilité en sédiments. Ces deux éléments sont intégrés de manière conceptuelle dans la définition d'un paysage. La considération de la bathymétrie seule repose sur l'hypothèse que l'énergie du milieu de sédimentation est uniquement contrôlée par la profondeur d'eau et ne prend pas en compte la quantité de sédiments qui peuvent potentiellement se déposer. Cette hypothèse forte n'est certes pas très pénalisante dans le cas de rampes sédimentaires sublinéaires (Figure 3.1-a), mais n'est plus valide dans le cas de profils sédimentaires plus complexes, faisant intervenir des plateformes, des ruptures de pente ou des lagunes protégées par un récif (Figure 3.1-b et -c).

La figure 3.1 illustre que, pour une valeur de bathymétrie donnée, les environnements de dépôt peuvent être sensiblement différents selon qu'ils sont soumis à une influence continentale, dans une zone confinée ou exposée aux vagues. Toutefois, et en accord avec la définition d'un environnement de dépôt proposée par Galloway [1989], les assemblages tridimensionnels de faciès génétiquement liés enregistrent des éléments paléogéographiques. La nature des faciès sédimentaires est donc liée à la morphologie de la surface de dépôt, qu'il faut décrire de manière plus complète que par la seule topographie.

Certains modèles numériques caractérisent la nature des faciès sédimentaires à partir d'un ensemble de règles logiques et de bon sens [Demicco, 1998; Nordlund, 1996, 1999b,a]. Ces modèles de logique floue associent, certes, les faciès à la bathymétrie mais

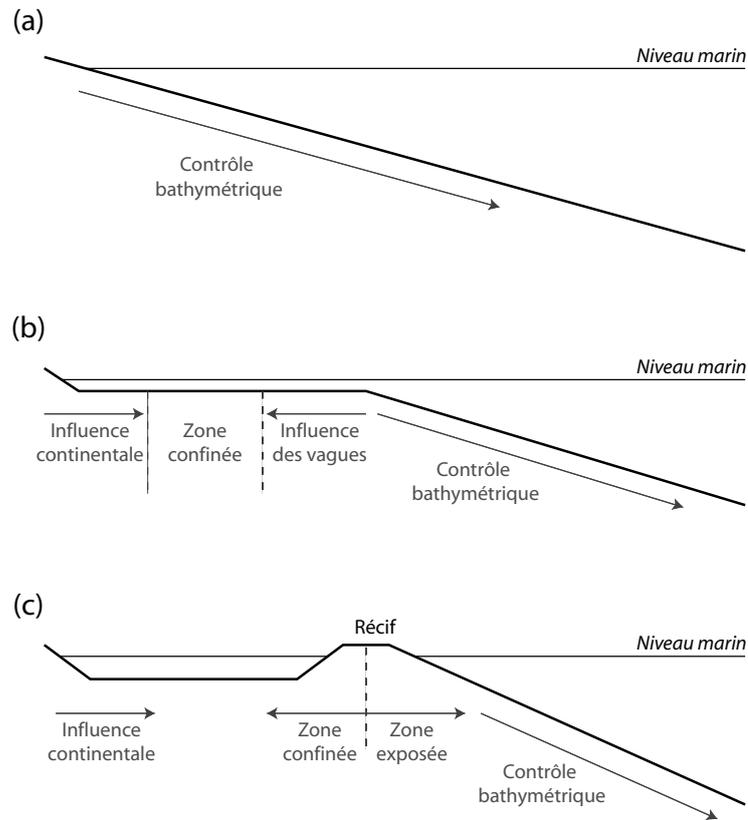


Fig. 3.1: Limites de l'application d'un contrôle bathymétrique seulement. La bathymétrie est le facteur de contrôle principal dans le cas d'une rampe sublinéaire mais n'est plus suffisante lorsque la complexité de profil sédimentaire augmente. Modifié d'après Kedzierski et Mallet [2006a].

également à la pente de la surface topographique et à la distance à la côte. Nous suggérons d'utiliser une approche similaire et de quantifier les probabilités de faciès grâce à un ensemble de règles sédimentologiques associant les faciès sédimentaires à un nombre *a priori* non arrêté d'attributs physiographiques caractérisant le paysage sédimentaire. Ces règles sont qualifiées de *règles de contrôle physiographique des faciès*.

3.2.3 Règles de contrôle physiographique des faciès

Cadre extensible de caractérisation des probabilités des faciès. La définition d'un paysage est un problème à plusieurs variables. Cependant, le nombre d'attributs permettant de caractériser complètement la nature des faciès est *a priori* inconnu.

Supposons que l'on dispose, pour chaque faciès sédimentaire, de la mesure de n attributs permettant de les caractériser. Dans un espace à n dimensions défini par chacun de ces attributs, les faciès forment alors des groupes ou régions plus ou moins distincts. Considérons, par exemple, quatre faciès entièrement caractérisés par deux variables : la bathymétrie et l'angle de la pente de la surface sédimentaire (Figure 3.2). La bathymétrie permet de différencier les faciès $F1$, $F2$ et $F4$ mais le faciès $F3$ n'est pas clairement identifié. De la même manière, la pente de la surface de dépôt permet de discriminer les

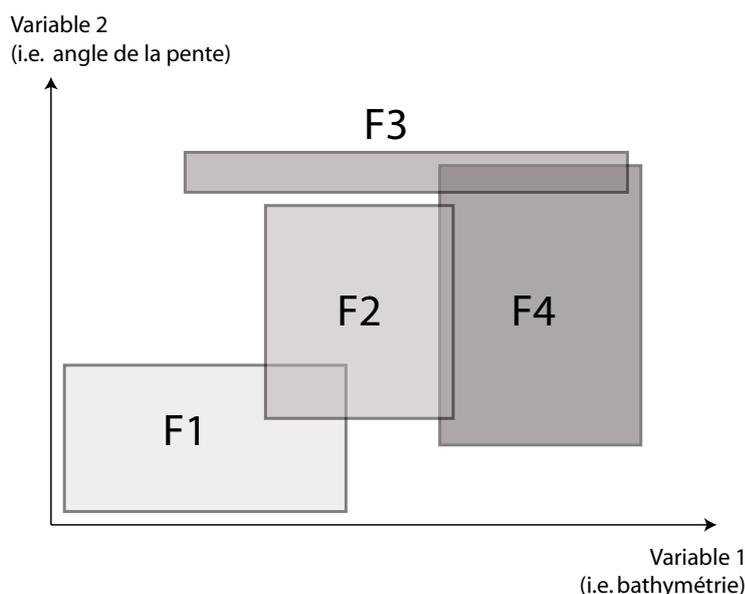


Fig. 3.2: La caractérisation des faciès nécessite un nombre inconnu d'attributs différents permettant de parcourir l'ensemble des possibles et de discriminer les différents environnements de dépôt possibles. D'après Kedzierski et Mallet [2006a].

faciès F_1 , F_2 , F_3 , mais pas F_4 . La considération d'une seule de ces variables ne permet pas de discriminer l'ensemble des faciès : seule la combinaison des variables aboutit à la différenciation de régions distinctes dans cet espace multi-attributs.

Le même raisonnement se généralise à n attributs, et permet d'affirmer que les règles de contrôle physiographique des faciès peuvent nécessiter plusieurs attributs, mais que leur nombre est fonction de la complexité du système sédimentaire et ne peut *a priori* être défini. Il est donc nécessaire d'établir un cadre de définition de ces règles suffisamment extensible pour ajouter de nouveaux attributs de contrôle au fur et à mesure de la compréhension sédimentologique et du développement du modèle.

Règle sédimentologique, une fonction d'appartenance. La définition des règles de contrôle physiographique des faciès requiert potentiellement l'utilisation de plusieurs attributs. Pour chacun d'entre eux, une règle sédimentologique peut être établie, qui associe à chaque faciès une plage de valeurs possibles (Figure 3.3).

Cette association est plus proche d'une fonction d'appartenance au sens de la logique floue que de la définition d'une loi de probabilité de faciès [Bardossy *et al.*, 1988]. Elle s'appuie sur une description géologique des faciès ("*le faciès F_i s'observe entre x_1 et x_2 mètres*"), plus que sur une description probabiliste ("*la probabilité d'observer le faciès F_i à la profondeur x est de $p\%$* "). Ainsi le degré d'appartenance mesure le caractère descriptif d'une valeur particulière vis-à-vis de l'ensemble des faciès. Compris entre 0 et 1, dire que le degré d'appartenance $\mu_{F_i}(x) = 1$ signifie que la valeur x appartient certainement au faciès F_i . À l'inverse, $\mu_{F_i}(x) = 0$ signifie que la valeur x n'appartient certainement pas au

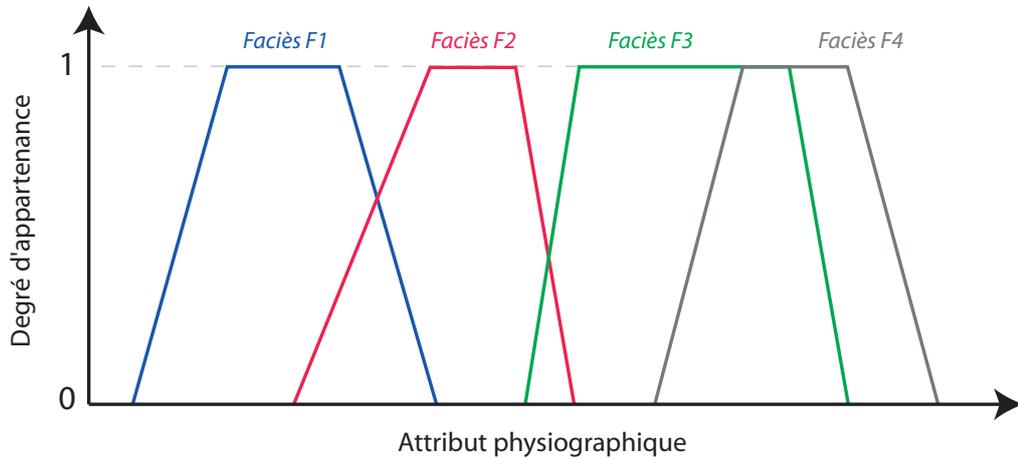


Fig. 3.3: Règle sédimentologique regroupant les fonctions d'appartenance des faciès à un attribut physiographique. Le degré d'appartenance ne mesure pas la probabilité d'observer un faciès donné, mais quantifie l'appartenance d'un faciès à une plage de valeurs, ou encore, le degré de caractérisation des faciès par une valeur particulière de l'attribut considéré. La somme des appartenances des différents faciès n'est pas nécessairement égale à 1.

faciès F_i . Les valeurs intermédiaires quantifient l'incertitude quant à la prédiction de tel ou tel faciès.

Une fonction d'appartenance est donc sensiblement différente d'une fonction de probabilité. Par exemple, et contrairement à une fonction de probabilité, le fait que $\mu_{F_i}(x) = 1$ n'implique pas que $\mu_{F_j}(x) = 0, \forall j \neq i$. Toutefois, il est possible de déduire une fonction de probabilité à partir de fonction d'appartenance [Dubois et Prade, 1993]. Dans le cadre de ces travaux, nous choisissons, parmi les méthodes de conversion possibles, la technique suivante :

$$P(F_i|x) = \frac{\mu_{F_i}(x)}{\sum_{j=1}^n \mu_{F_j}(x)}, \quad (3.1)$$

où n représente le nombre de faciès considérés dans la règle. De cette manière, la probabilité d'observer le faciès F_i , sachant que l'attribut physiographique a pour valeur x , est comprise dans l'intervalle $[0, 1]$ et la somme des probabilités conditionnelles vaut 1.

Pour chaque attribut physiographique (bathymétrie, pente, distance à la côte, etc.), une telle règle sédimentologique est déterminée. Sa définition est souple et intuitive car proche d'une description naturaliste, et elle permet de déduire les probabilités conditionnelles de chacun des faciès. La prise en compte de la règle de contrôle physiographique des faciès revient ensuite à combiner les différentes probabilités conditionnelles issues de chaque attribut. La combinaison des probabilités conditionnelles se fait en considérant que les différents attributs sont non-redondants mais dépendants (voir Chapitre 1).

Physiographie et distribution latérale des faciès. La physiographie caractérise le relief et constitue une forme élémentaire de la géomorphologie dans laquelle la genèse et la dynamique des caractères morphologiques du paysage ne sont pas pris en compte. Elle

permet de décrire un paysage à partir d'un ensemble d'attributs quantitatifs comme l'altitude ou la bathymétrie, la pente de la surface topographique, ou la distance à certains objets caractéristiques (comme par exemple la ligne de côte).

Elle caractérise également les paysages, avec des attributs qualitatifs qui ne peuvent pas être directement utilisés dans les règles de contrôle physiographique des faciès. C'est par exemple le cas du confinement du milieu de sédimentation. Ce type d'attribut peut néanmoins jouer un rôle considérable dans la distribution spatiale des faciès et doit être pris en compte.

La solution que nous proposons dans cette thèse consiste à définir un ensemble de règles de contrôle physiographique des faciès à partir des attributs quantitatifs caractérisant un paysage. La prise en compte d'information qualitative se fait sous forme d'autres règles qui sont combinées aux règles de contrôle physiographique. Par exemple, le degré de confinement contrôle la répartition latérale des faciès. Cela revient à estimer des probabilités de faciès à partir de la topographie et des règles de contrôle physiographique auxquelles nous combinons un champ de probabilités prenant en compte les tendances spatiales dans la répartition des sédiments. La combinaison de ces deux informations permet ainsi de mieux caractériser le paysage sédimentaire.

3.3 Mise en œuvre de règles de contrôle physiographique des faciès

La mise en œuvre des règles de contrôle physiographique des faciès dans un modèle numérique implique la détermination (1) d'une structure de données permettant de définir chacune des règles sédimentologiques unitaires, (2) d'une base de données regroupant les différentes règles de contrôle, et (3) de contraintes numériques permettant le conditionnement aux données d'observations.

3.3.1 Structure de données d'une règle de contrôle physiographique

Une règle de contrôle physiographique des faciès est constituée d'un ensemble de n règles unitaires associant un attribut physiographique au degré d'appartenance aux faciès (Figure 3.4).

Chacune des règles unitaires est constituée d'autant de fonctions d'appartenance que de faciès pris en compte dans la règle (Figure 3.3). Nous caractérisons, dans cette thèse, une fonction d'appartenance comme un intervalle flou, équivalent d'un *fuzzy set* et défini par deux bornes floues. Une borne floue permet de prendre en compte l'incertitude liée à l'extension de l'intervalle flou. Elle se définit comme une valeur de coupure, à laquelle nous associons une incertitude (Figure 3.5).

Une borne floue se définit dans le langage courant comme une valeur suivie de son incertitude relative, par exemple, "10 mètres plus ou moins 3 mètres". En théorie, une fonction d'appartenance peut être constituée de plusieurs intervalles flous. La mise en œuvre effectuée dans le cadre de cette thèse suppose, cependant, qu'un seul intervalle flou

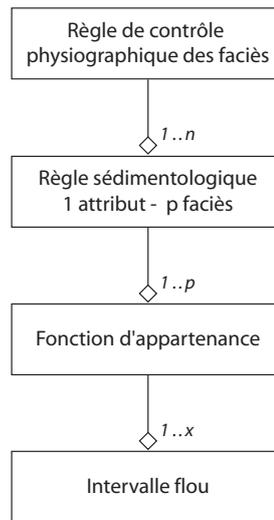


Fig. 3.4: Structure de données d'une règle de contrôle physiographique. Une règle prend en compte n attributs physiographiques décrivant la distribution de p faciès.

définit l'appartenance à un faciès. Toutefois, une extension à des fonctions d'appartenance prenant en compte plusieurs intervalles flous peut être très facilement développée.

3.3.2 Mise en place d'une base de données de règles

Une règle de contrôle physiographique a la même portée de validité qu'un modèle sédimentologique puisqu'elle en est la mise en œuvre numérique. Un modèle sédimentologique est valide tant que la loi de Walther peut être appliquée, c'est-à-dire entre deux discordances. Par conséquent, à chaque séquence stratigraphique identifiée doit être attribuée une règle de contrôle physiographique spécifique, identique ou différente à une règle existante.

Une base de données a donc été développée au cours de cette thèse pour cataloguer les différentes règles sédimentologiques possibles. Celles-ci peuvent faire intervenir des faciès différents, des attributs de contrôle différents et, bien entendu, les intervalles flous sont redéfinis. Cette base de données représente en quelque sorte une librairie de scénarii géologiques possibles qui permet une utilisation souple, et facilement modifiable, de règles spécifiques pour chaque séquence stratigraphique. Elle permet également la réutilisation de règles existantes.

3.3.3 Conditionnement des attributs physiographiques

Dans cette thèse, nous suggérons d'estimer en tout point de l'espace chronostratigraphique la topographie de la surface sédimentaire (Chapitre 5). Cette estimation revient à reconstruire, pour chaque âge géologique couvert par le modèle, le paléopaysage sédimentaire. Elle est contrainte par l'observation de logs de faciès sur les puits, en y appliquant les règles de contrôle physiographique. Une fois le paysage sédimentaire reconsti-

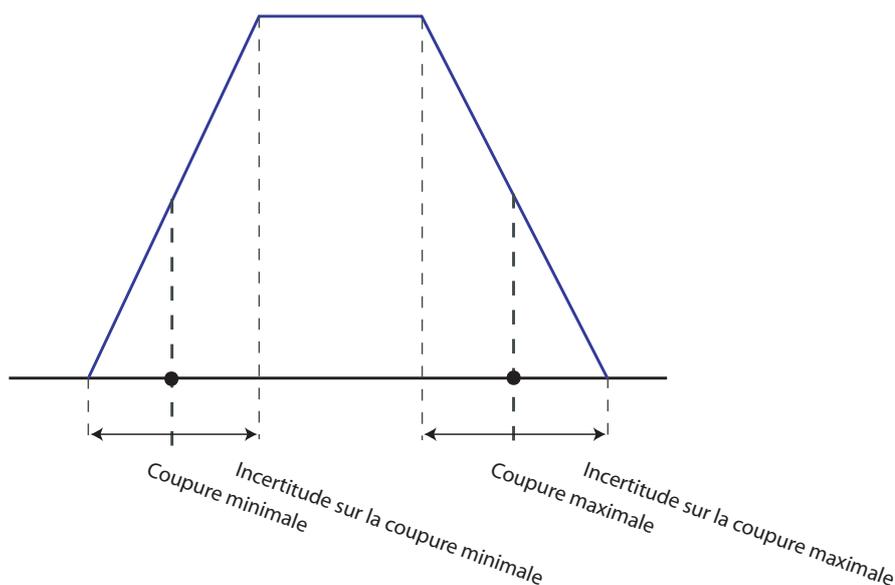


Fig. 3.5: Caractérisation d'une fonction d'appartenance par un intervalle flou, constitué de deux bornes identifiant une valeur de coupure et une incertitude sur cette valeur.

tué, les règles sédimentologiques sont à nouveau appliquées pour déduire les probabilités de faciès à partir de l'estimation d'attributs topographiques et morphologiques. Ainsi, afin d'honorer les données de puits, l'estimation des attributs doit respecter les intervalles possibles définis par les règles sédimentologiques.

Le choix des attributs physiographiques, bien qu'étant théoriquement libre, est donc contraint par la capacité à conditionner ces attributs aux données d'observations. Nous avons développé, au cours de cette thèse, les contraintes numériques de conditionnement pour deux attributs : la bathymétrie et la pente de la surface sédimentaire. L'utilisation d'un attribut "distance à la côte" a été envisagée, mais son contrôle au niveau des puits était trop approximatif (approximation de la distance à la côte par une projection de la bathymétrie et de la pente). Toutefois, d'autres attributs peuvent encore être définis afin de compléter les règles existantes. La définition de nouveaux attributs et de leurs contraintes de conditionnement associées reste un chantier à explorer, d'autant plus que la structure de données des règles de contrôle favorise leur extension et l'addition de nouveaux paramètres.

3.4 Conclusions

La sédimentologie de faciès permet de reconstruire, pour un temps donné, le paysage sédimentaire associé aux faciès observés. Des règles reliant les faciès sédimentaires à un ensemble d'attributs morphologiques et topographiques de la surface de dépôt peuvent être définies. Elles sont appelées, dans ces travaux, *règles de contrôle physiographique des faciès*. En pratique, ces règles sont utilisées pour contraindre l'estimation des paléo-

paysages en chaque plan isochrone de l'espace chronostratigraphique et pour en déduire ensuite des probabilités de faciès sédimentaires (Chapitre 5).

Les règles de contrôle physiographique telles qu'elles sont définies dans ce chapitre permettent de caractériser la topographie et la pente de la surface de dépôt. Cependant, la prise en compte d'attributs qualitatifs, comme le degré de confinement du milieu de sédimentation, n'est pas possible avec ce type de règle. Pour pallier cette lacune, nous proposons d'estimer un deuxième champ de probabilités conditionné par des règles de transition latérales (Chapitre 6). Cette approche annexe permet de prendre tout de même en compte les ségrégations latérales des faciès engendrées par des variations latérales d'énergie et d'apport sédimentaire. Les différents cubes de probabilité calculés sont ensuite combinés (Chapitre 1).

La sédimentologie des faciès diagénétiques n'a pas été abordée dans ce chapitre. Toutefois, des règles géologiques caractérisant l'apparition de faciès diagénétiques peuvent être déterminées de la même manière et en utilisant le même cadre de définition des règles sédimentologiques (Chapitre 7). Exploitant le caractère extensible et générique des structures de données qui ont été développées, cette application à la diagenèse ne nécessite aucun développement supplémentaire.

Chapitre 4

Enregistrement sédimentaire du signal stratigraphique

Sommaire

4.1	Introduction	55
4.2	Décryptage de l'enregistrement sédimentaire	57
4.3	Hierarchisation des corps sédimentaires	64
4.4	Conclusions	68

4.1 Introduction

4.1.1 Lecture stratigraphique de l'enregistrement sédimentaire

Un assemblage de faciès est considéré comme l'expression d'un système sédimentaire, qui répond à un ensemble de lois internes contrôlant la mise en place et la répartition des sédiments, et évolue, au cours du temps géologique, en nature et dans l'espace (cf. loi de Walther, Chapitre 3).

Les processus internes au système sédimentaire sont régis par un ensemble de paramètres, appelés facteurs autogénétiques ou autocycliques. Leur étude par la sédimentologie de faciès permet de mieux comprendre et caractériser les hétérogénéités lithologiques (Chapitre 3) mais n'informe pas sur leurs évolutions au cours du temps. L'étude de l'évolution spatio-temporelle des séries sédimentaires implique d'autres paramètres, externes au système sédimentaire, caractérisant les changements d'environnement de dépôt. L'identification de ces facteurs de contrôle, qualifiés d'allogénétiques ou allocycliques, est l'objet de la stratigraphie.

Le but de ce chapitre est double. Il s'agit d'une part de montrer comment la stratigraphie génétique permet d'interpréter le signal stratigraphique comme l'enregistrement de variations des conditions de dépôt, et d'autre part d'identifier un ensemble de paramètres permettant de contraindre la modélisation numérique des faciès sédimentaires en 3D.

4.1.2 Stratigraphie génétique, analyse séquentielle haute résolution

La stratigraphie séquentielle est l'étude dans un cadre chronostratigraphique de la succession cyclique d'unités génétiquement liées [Van Wagoner *et al.*, 1988; Posamentier *et al.*, 1988; Galloway, 1989]. Motif élémentaire de cette description, la séquence correspond à un cycle stratigraphique ou cyclothème. Sa caractérisation se fait selon le type de surfaces isochrones remarquables qui l'encadrent et d'après son échelle d'observation : séquence de dépôt, séquence génétique ou séquence transgressive-régressive [Embry, 1993].

Les *séquences de dépôt* sont délimitées par des discontinuités de baisse du niveau marin relatif, ou par leurs concordances stratigraphiques [Mitchum, 1977; Posamentier *et al.*, 1988]. Elles sont identifiées par la stratigraphie séquentielle au sens EXXON, dont l'objet est l'étude de la géométrie des dépôts à partir de l'analyse des configurations des réflecteurs sismiques [Vail *et al.*, 1977; Posamentier *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991]. Fortement liée à la stratigraphie sismique, la stratigraphie séquentielle permet donc d'identifier des objets dont la taille minimale est dépendante de la résolution sismique. Ainsi une séquence de dépôt correspond à un cycle de 2^{ème} ou 3^{ème} ordre, couvrant des périodes respectivement de 5 à 50 Ma et de 0.5 à 5 Ma [Vail *et al.*, 1991], et dont l'épaisseur de dépôt est généralement pluri-décamétrique. L'intérêt de cette approche est d'être indépendante de la sédimentation et d'interpréter la mise en place d'une séquence par trois cortèges de dépôt, réponses aux variations de niveau de base [Posamentier et Vail, 1988; Catuneanu, 2002] : le cortège de bas niveau marin ou le cortège de bordure de plate-forme, le cortège transgressif et le cortège de haut-niveau marin.

Les *unités génétiques* correspondent aux cycles élémentaires de variation du milieu de sédimentation, délimités par deux surfaces d'inondation maximale [Galloway, 1989]. Elles décrivent des cycles stratigraphiques de 4^{ème} ou 5^{ème} ordre, dont la période varie entre 0.5 Ma et quelques dizaines de milliers d'années. Les unités génétiques, d'épaisseur métrique à décimétrique, sont identifiées par la stratigraphie génétique, également appelée stratigraphie séquentielle haute résolution. Le qualificatif "haute résolution" signifie que les unités génétiques décrivent des cycles à plus haute fréquence que ceux décrits par la stratigraphie séquentielle. Il est admis que les unités génétiques correspondent à des paraséquences [Van Wagoner, 1995], et que les groupements d'unités génétiques [Home-wood *et al.*, 1992] sont de même échelle que les séquences de dépôt de 3^{ème} ordre. Les cycles à plus basse fréquence peuvent être considérés comme un empilement d'unités génétiques [Guillocheau, 1995; Schlager, 2004].

Identifiant des objets dont la taille est inférieure à la résolution sismique, la stratigraphie génétique s'appuie sur l'analyse des successions de faciès le long de sondages carottés, de logs de puits ou sur les affleurements [Cross, 1991; Cross *et al.*, 1993; Home-wood *et al.*, 1992]. En outre, elle permet, par corrélations, de reconstituer la répartition spatiale des sédiments, même à des échelles fines. Cette démarche, désormais largement employée dans l'industrie, fournit un ensemble de concepts permettant de décrypter dans l'enregistrement stratigraphique les variations des conditions sédimentaires.

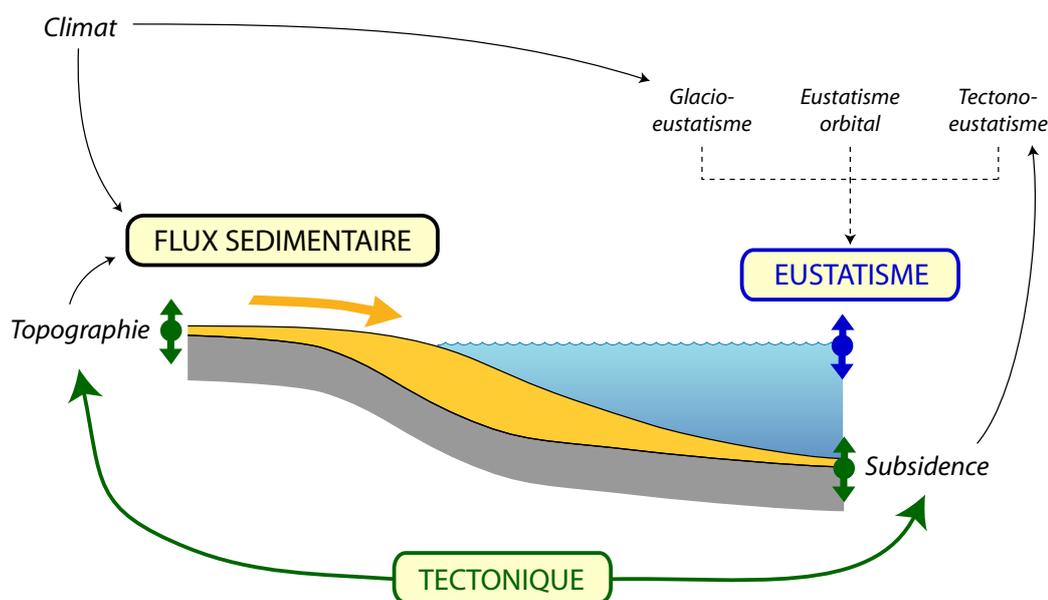


Fig. 4.1: Facteurs allocycliques contrôlant la nature et l'organisation des dépôts sédimentaires. L'architecture stratigraphique est le résultat de l'interaction des variations de niveau eustatique, de la tectonique et du flux sédimentaire. Modifié d'après Homewood et Eberli [2000].

4.2 Décryptage de l'enregistrement sédimentaire

4.2.1 Contrôles allogénétiques du système sédimentaire

L'architecture et la position des corps sédimentaires sont contrôlées par le remplissage de l'espace disponible pour la sédimentation, qui résulte de l'interaction de trois facteurs allogénétiques interdépendants (Figure 4.1) : le flux sédimentaire, la tectonique et l'eustatisme [Jervey, 1988; Posamentier *et al.*, 1988; Galloway, 1989; Vail *et al.*, 1991; Schlager, 1993].

Eustatisme. Selon le référentiel adopté, le niveau marin représente des grandeurs différentes (Figure 4.2) :

- Le niveau marin absolu, ou niveau eustatique, est la distance séparant l'interface air/eau d'un point fixe et indépendant de tout mouvement tectonique (en général le centre de la Terre).
- Le niveau marin relatif est la distance séparant l'interface air/eau d'un point fixe du substratum. Cette mesure intègre les effets de la subsidence, mais pas ceux de la sédimentation. Le niveau marin relatif est donc la somme algébrique du niveau marin absolu et de la subsidence totale.
- La bathymétrie, ou profondeur d'eau, est la distance séparant l'interface air/eau de l'interface eau/sédiments.

L'eustatisme traite des variations de niveau marin absolu, qui sont la conséquence de l'interaction de deux phénomènes : les variations du volume des eaux océaniques et les

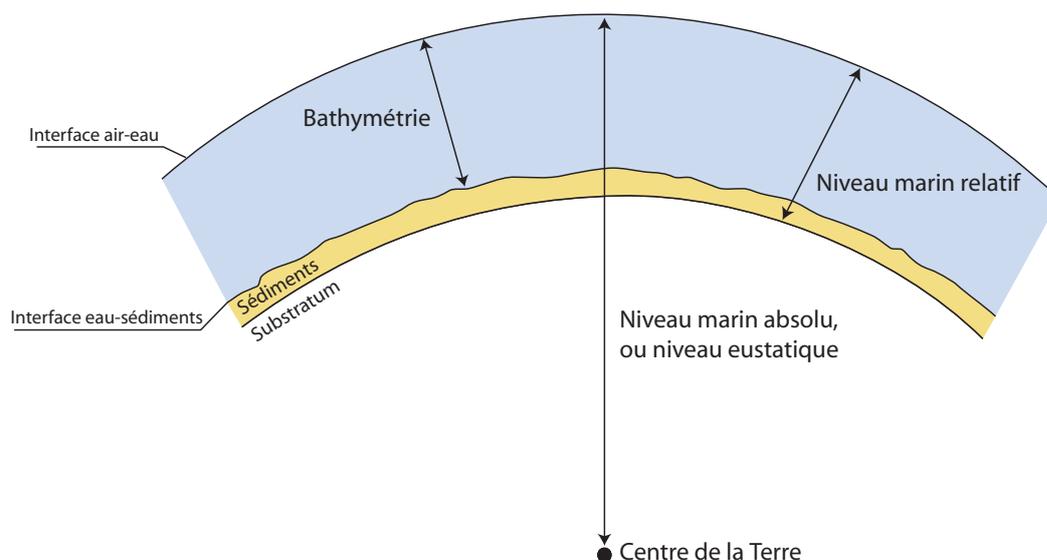


Fig. 4.2: Eustatisme, niveau marin relatif et bathymétrie. Modifié d'après Posamentier *et al.* [1988].

variations de la capacité des océans [Coe *et al.*, 2003, p. 43]. La principale cause du changement de volume des eaux marines est d'origine glaciaire, via la formation et la fonte de glaces. Les liens entre climat et glacio-eustatisme sont donc étroits : lorsque les températures moyennes augmentent ou diminuent, le volume d'eau augmente, ou diminue, respectivement. L'impact des variations des paramètres orbitaux de la Terre (excentricité, obliquité et précession) sur les climats [Milankovitch, 1920] a également une répercussion sur le volume des eaux océaniques. Les changements de volume des océans sont liés aux déformations des bassins. La tectonique, qui modifie le volume et la géométrie des océans via le mouvement tectonique des plaques, et l'ouverture océanique y jouent un rôle considérable.

Tectonique. Le contrôle tectonique s'exprime en déformant le substratum du bassin sédimentaire et se caractérise par des mouvements verticaux au cours du temps. La subsidence (mouvement vertical descendant) ou la surrection (mouvement vertical ascendant) sont contrôlées à l'échelle régionale par différents mécanismes [Allen et Allen, 2005; Visher, 1999] : (1) l'extension lithosphérique, (2) la subsidence thermique qui résulte du refroidissement de la lithosphère succédant à une extension ou à un épisode géothermique, (3) la flexure lithosphérique, (4) la compensation isostatique suite à une charge sédimentaire ou à une flexure, (5) la dynamique mantellique, et (6) les déformations en décrochements. L'intervention tectonique sur la mise en place et le remplissage des bassins sédimentaires est essentiellement non-périodique, contrairement au facteur eustatique.

Flux sédimentaire. Le flux sédimentaire décrit à la fois l'apport et la production de sédiments. Dans un contexte silico-détritique, le flux sédimentaire correspond à la masse de sédiments arrivant dans le bassin. Dans un contexte purement carbonaté, il équivaut à

la production *in situ* de carbonates. Enfin, dans un système sédimentaire mixte, le flux sédimentaire est égal à la somme de la production carbonatée et de la quantité de sédiments détritiques apportés ou remaniés.

La préservation des sédiments joue un rôle important sur l'enregistrement du flux sédimentaire. En influant à la fois sur l'apport de sédiments détritiques et sur la remobilisation des sédiments déjà mis en place, l'impact du bilan érosif est considérable. Les phénomènes d'érosion sont sensibles à deux paramètres dont dépend donc le flux sédimentaire : le climat et la tectonique qui contrôlent la topographie (Figure 4.1).

Enfin, la compaction affecte également l'enregistrement du flux sédimentaire en réduisant l'épaisseur ou le volume des sédiments préservés. Dans la suite, le flux sédimentaire représentera la quantité décompactée de sédiments résultant du bilan érosion-sédimentation-production.

4.2.2 Espace d'accommodation

Les facteurs eustatiques, tectoniques et sédimentaires décrivent l'espace disponible et son remplissage par la sédimentation. La notion d'accommodation réduit le nombre de facteurs contrôlant l'enregistrement sédimentaire à deux paramètres principaux : l'accommodation et le flux sédimentaire.

Accommodation. L'accommodation est définie en tout point comme l'espace disponible pour une sédimentation potentielle [Jervy, 1988], indépendamment du fait que cet espace soit rempli ou non. Ce concept regroupe ainsi les effets de l'eustatisme et de la tectonique. En milieu marin, l'accommodation est assimilable au niveau marin relatif (Figure 4.3).

L'accommodation A est fonction de la position sur le profil de dépôt et est mesurée par rapport à un point fixe du substratum (sans prendre ainsi en compte les effets du flux sédimentaire). Le profil de référence à partir duquel est mesuré le niveau marin relatif correspondant à la surface isochrone du dépôt au temps t_0 , la mesure au temps t de l'accommodation, avec $t > t_0$, est la somme algébrique des variations de niveau marin absolu et des effets tectoniques dans l'intervalle de temps $[t_0, t]$ (Figure 4.3). En pratique, l'accommodation se mesure à partir de l'observation des lithofaciès auxquels sont attribuées des profondeurs d'eau, puis en sommant la variation de bathymétrie et de l'épaisseur décompactée des sédiments préservés entre les dates t_0 et t .

Taux d'accommodation. Si la valeur de l'accommodation décrit l'espace disponible pour la sédimentation, elle ne renseigne pas sur l'architecture des dépôts sédimentaires car elle n'explique pas la répartition et la succession des corps sédimentaires. En revanche, la création ou la réduction d'espace d'accommodation, c'est-à-dire les variations de niveau marin relatif, ont un impact considérable sur la répartition et la hiérarchisation des unités stratigraphiques [Cross, 1988; Posamentier et Vail, 1988]. Ces variations sont définies par le taux d'accommodation, qui est la dérivée de l'accommodation selon le temps géologique.

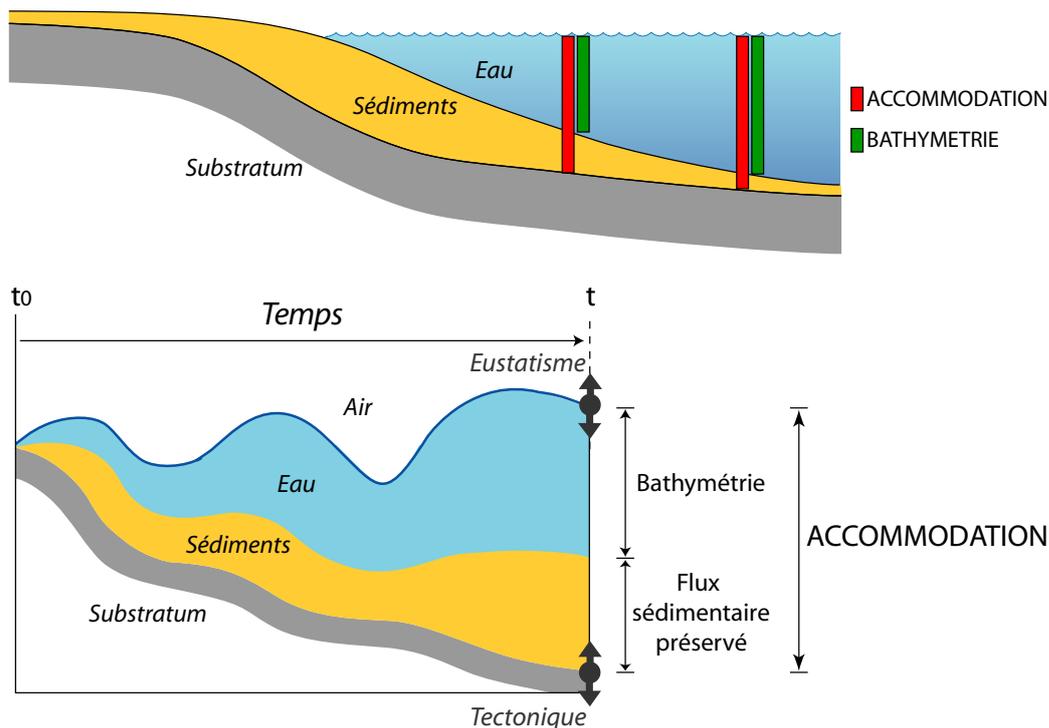


Fig. 4.3: Définition de l'accommodation, espace disponible à la sédimentation : ce concept intègre le niveau marin et la tectonique mais est indépendant du flux sédimentaire. Modifié d'après Robin [1995] et Homewood *et al.* [1999].

En considérant que les effets de la compaction sur l'accommodation sont négligeables [Jervey, 1988], le taux d'accommodation exprime la quantité d'espace rendu disponible pour les sédiments par la combinaison du taux de variations eustatiques et du taux de subsidence. Soient E le niveau eustatique, T la position du substratum, et A l'espace d'accommodation. Le taux de variations eustatiques $\partial E/\partial t$ est considéré positif lorsque le niveau marin augmente et négatif lorsqu'il diminue. Le taux de subsidence $\partial T/\partial t$ est respectivement positif en cas de surrection et négatif en cas de subsidence. Le taux d'accommodation $\partial A/\partial t$ est défini comme le bilan de l'espace créé par augmentation du niveau marin ou par subsidence et de celui consommé par diminution du niveau marin ou par surrection (Figure 4.4) :

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \frac{\partial E}{\partial t} - \frac{\partial T}{\partial t}. \quad (4.1)$$

Le caractère cyclique du niveau marin relatif est essentiellement dû aux variations eustatiques, la composante tectonique étant généralement non-périodique [Guillocheau, 1995]. En outre, une première conséquence de l'équation de bilan (4.1) est que, à taux de subsidence constant, les maxima et minima de création d'espace d'accommodation ne sont pas en phase avec les maxima et minima de niveau marin, mais avec les points d'inflexion de la courbe eustatique (Figure 4.4) [Cross, 1988; Posamentier *et al.*, 1988].

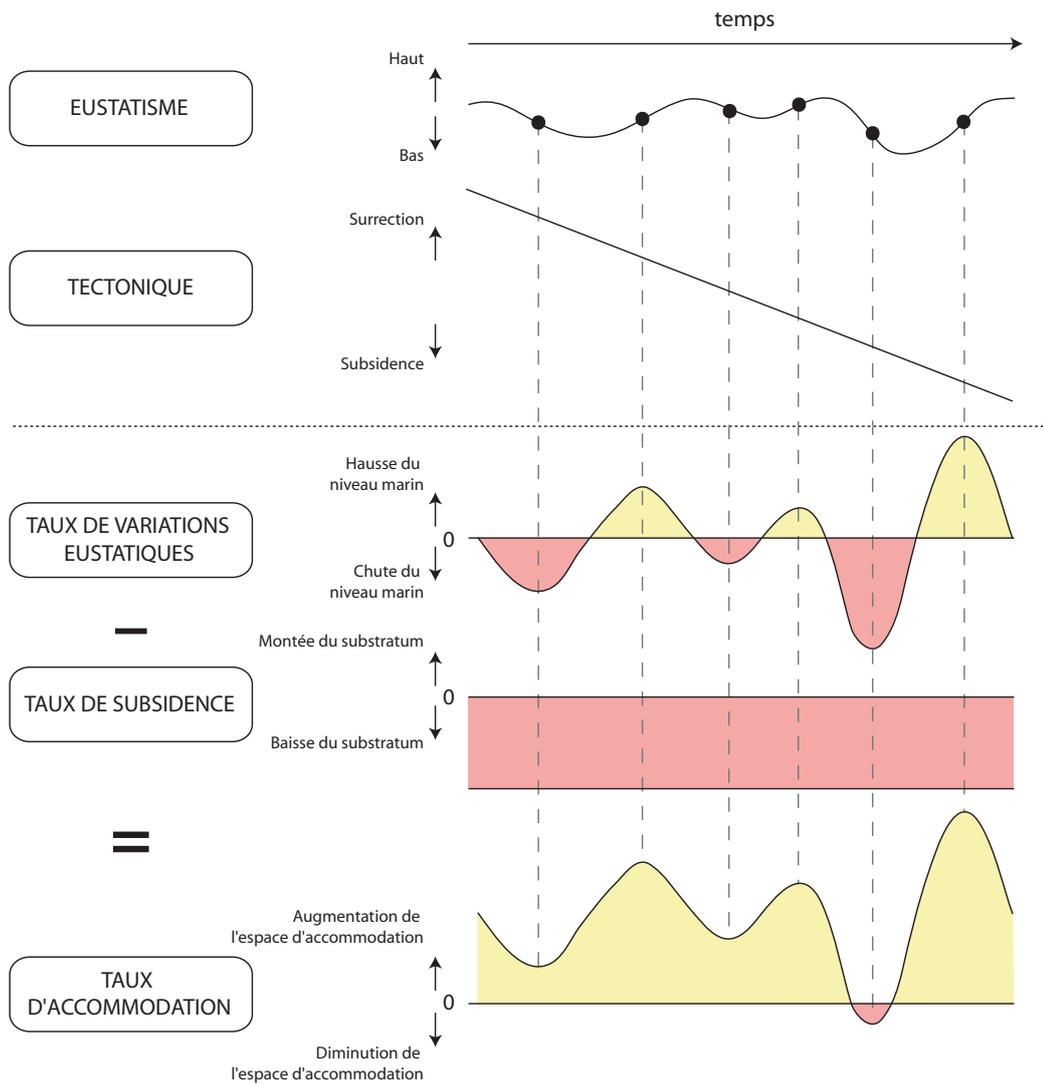


Fig. 4.4: Relation entre taux d'accommodation, taux de subsidence et variations eustatiques. Modifié d'après Posamentier *et al.* [1988].

L'équation (4.1) établit également qu'un taux d'accommodation positif (ou négatif), correspond à une création (ou diminution) d'espace d'accommodation. Six cas de figure peuvent se présenter (Figure 4.5) :

- Si $\partial E/\partial t > 0$ et $\partial T/\partial t < 0$, subsidence et hausse du niveau marin se conjuguent et augmentent l'espace d'accommodation (Figure 4.5-d) ;
- Si $\partial E/\partial t > 0$ et $\partial T/\partial t > 0$, la hausse de niveau marin relatif par eustatisme est compensée par la réduction d'espace par surrection. Il y a création d'espace (Figure 4.5-f) si la contribution de l'eustatisme est plus importante que celle de la tectonique ($|\partial E/\partial t| > |\partial T/\partial t|$). Dans le cas contraire ($|\partial E/\partial t| < |\partial T/\partial t|$), l'espace d'accommodation est réduit (Figure 4.5-c).
- Si $\partial E/\partial t < 0$ et $\partial T/\partial t < 0$, la création d'espace d'accommodation par subsidence est compensée par la diminution du niveau marin. Il y aura création d'espace d'ac-

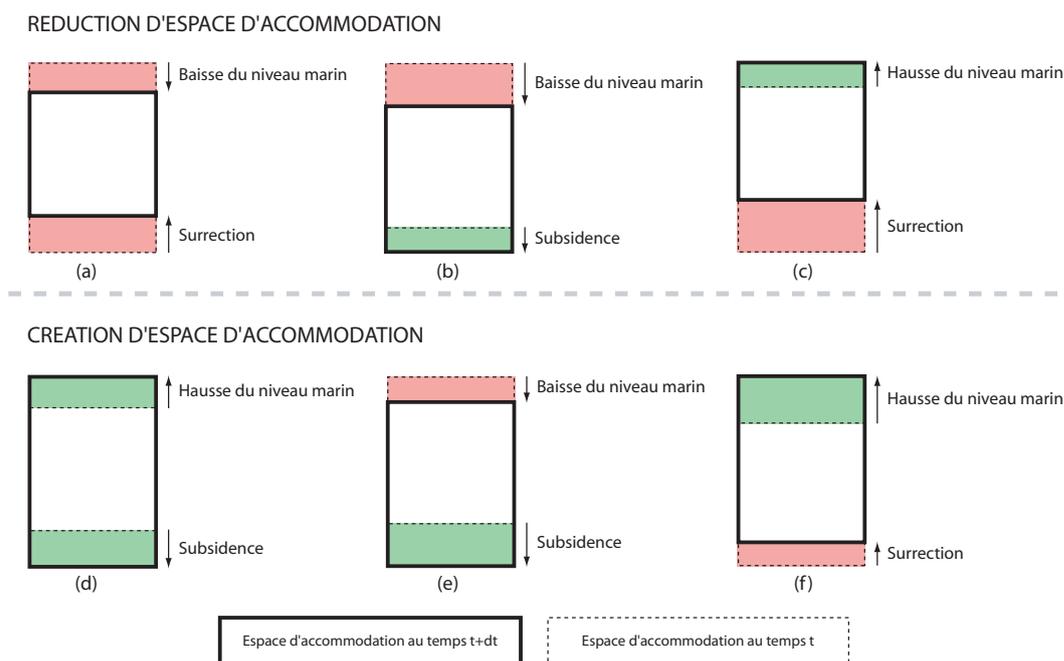


Fig. 4.5: Scénarii de création et réduction d’espace d’accommodation en fonction du rapport entre tectonique et eustatisme.

accommodation (Figure 4.5-e) si la contribution de la tectonique est supérieure à celle de l’eustatisme ($|\partial E/\partial t| < |\partial T/\partial t|$). Dans le cas contraire ($|\partial E/\partial t| > |\partial T/\partial t|$), l’espace d’accommodation est réduit (Figure 4.5-b).

- si $\partial E/\partial t < 0$ et $\partial T/\partial t > 0$, alors surrection et chute du niveau marin se conjuguent et l’espace d’accommodation diminue (Figure 4.5-a).

4.2.3 Remplissage effectif de l’espace d’accommodation

L’accommodation est un terme indépendant du flux sédimentaire décrivant l’espace disponible pour une sédimentation potentielle. Il ne précise cependant pas si cet espace disponible a été rempli ou non, et donc quel est l’espace réellement disponible à un temps donné. Cette ambiguïté est l’objet de débats, notamment sur le fait que l’espace d’accommodation peut être réduit par la sédimentation, faisant ainsi appel à la notion d’anti-accommodation [Muto et Steel, 2000].

Une manière certainement plus simple de quantifier l’espace réellement disponible pour les sédiments est de considérer la bathymétrie. En effet, à un temps géologique donné, l’accommodation correspond à la somme de la bathymétrie et de la quantité (décompactée) de sédiments déposés et préservés (Figure 4.3) et suit la relation suivante :

$$B(u, v, t) = A_{t_0}(u, v, t) - S_{t_0}(u, v, t), \quad (4.2)$$

où B représente la bathymétrie au temps t et au point de coordonnées paléogéographiques (u, v) , A_{t_0} est l’accommodation comptée à partir du temps t_0 , et S_{t_0} l’épaisseur décompactée

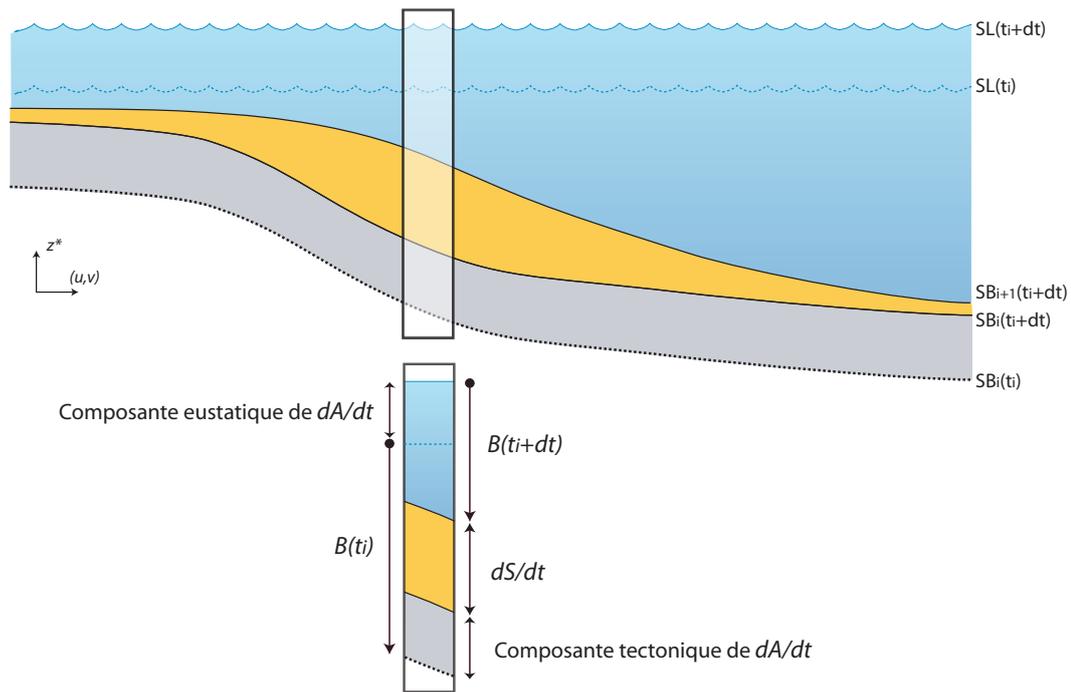


Fig. 4.6: Les variations bathymétriques résultent de la création ou suppression d'espace d'accommodation et du remplissage de cet espace par la sédimentation. Modifié d'après Kedzierski et Mallet [2006a].

tée de sédiments déposés et préservés dans l'intervalle $[t_0, t]$. Cependant, la dépendance au temps de référence t_0 rend peu pratique cette formulation. Pour s'en affranchir, il suffit de considérer le taux de variation de la bathymétrie, qui s'exprime en fonction du taux d'accommodation et du flux sédimentaire :

$$\frac{\partial B(u, v, t)}{\partial t} = \frac{\partial A(u, v, t)}{\partial t} - \frac{\partial S(u, v, t)}{\partial t}. \quad (4.3)$$

L'équation (4.3) fait le lien entre l'espace potentiellement disponible pour la sédimentation (accommodation) et celui effectivement disponible prenant en compte le comblement d'une partie de l'espace par les sédiments. Cette équation de conservation établit que pendant l'intervalle de temps δt , la bathymétrie augmente d'une quantité algébrique égale à l'espace créé par les variations tectoniques et eustatiques auquel est retiré l'espace consommé par la sédimentation (Figure 4.6).

Bathymétrie, un rôle à plusieurs facettes. La bathymétrie est une propriété essentielle car elle intervient dans plusieurs aspects des systèmes sédimentaires : (1) elle fait le lien entre l'espace d'accommodation et le flux sédimentaire, déterminant ainsi l'espace effectivement disponible pour la sédimentation et contrôlant la hiérarchisation des unités stratigraphiques, et (2) elle permet également de caractériser partiellement la nature des dépôts sédimentaires (Chapitre 3).

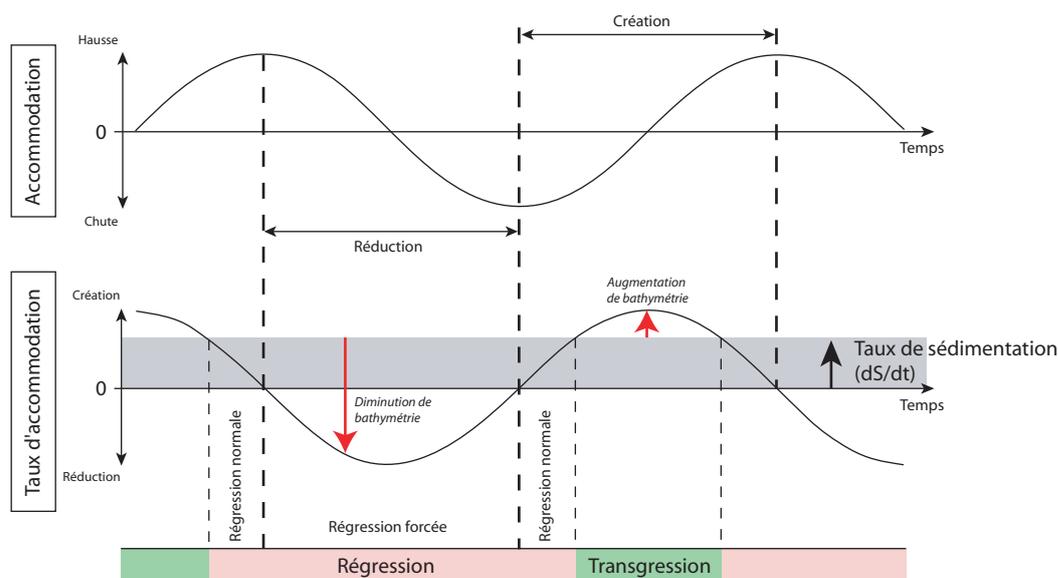


Fig. 4.7: Concepts de transgression, régression normale et régression forcée définis comme l'interaction du taux d'accommodation et du flux sédimentaire. Modifié d'après Catuneanu [2002].

Influence de la compaction. La compaction joue également un rôle important dans le contrôle de la topographie du profil de dépôt, voire de la géométrie des corps sédimentaires (voir Chapitre 7). C'est pourquoi le flux sédimentaire considéré dans l'équation (4.3) représente la quantité *décompactée* de sédiments déposés pendant l'intervalle de temps δt .

4.3 Hiérarchisation des corps sédimentaires

L'apport principal de la stratigraphie génétique est sa capacité à prédire, à partir d'observations faciologiques, la hiérarchisation des corps sédimentaires et par conséquent d'en faciliter les corrélations. Cette démarche repose essentiellement sur une règle, le concept du rapport A/S de l'accommodation sur le flux de sédiments décompactés, et de ses deux corollaires, le partitionnement volumétrique des sédiments et la distorsion du signal.

4.3.1 Concept A/S et migration du système sédimentaire

Les migrations du système sédimentaire sont contrôlées par l'espace disponible effectif. L'avancée progressive vers le large des dépôts (progradation), et leur migration vers le continent (rétrogradation) sont donc la réponse de l'avancée ou du retrait de la mer.

Rétrogradation. Une avancée de la mer au-delà de ses limites antérieures avec submersion de zones plus ou moins vastes des parties basses des continents correspond à une transgression. Elle a lieu lorsque de l'espace d'accommodation est créé plus rapide-

ment qu'il n'est consommé par la sédimentation (Figure 4.7). La migration vers le pôle proximal des dépôts sédimentaires résulte donc d'une augmentation de bathymétrie. En utilisant les mêmes notations que dans la section précédente, une transgression se formule comme :

$$\frac{\partial B(u, v, t)}{\partial t} > 0. \quad (4.4)$$

Aggradation. L'aggradation correspond au cas particulier pour lequel le système sédimentaire est en équilibre. Il est créé autant d'espace d'accommodation qu'il en est comblé par sédimentation, la bathymétrie ne varie pas :

$$\frac{\partial B(u, v, t)}{\partial t} = 0. \quad (4.5)$$

Progradation. Un retrait de la mer en-deçà de ses limites antérieures avec émergence de zones plus ou moins vastes est appelé régression. Il a lieu lorsque l'espace d'accommodation est réduit – régression forcée –, ou lorsque tout l'espace d'accommodation est consommé par la sédimentation – régression normale (Figure 4.7). La migration vers le pôle distal des dépôts sédimentaires résulte donc d'une diminution de bathymétrie :

$$\frac{\partial B(u, v, t)}{\partial t} < 0. \quad (4.6)$$

Concept A/S. Transgressions et régressions sont l'expression des variations bathymétriques. Celles-ci synthétisent en effet les variations d'espace d'accommodation et de flux sédimentaire. Le concept A/S tel qu'il est défini par la stratigraphie génétique est en fait la combinaison des équations (4.3), (4.4), (4.6) et (4.5). Par exemple, en cas de transgression, les équations (4.3) et (4.4) donnent la relation suivante :

$$\frac{\partial A(u, v, t)}{\partial t} > \frac{\partial S(u, v, t)}{\partial t} \quad (4.7)$$

En notant $[A] = \partial A / \partial t$ et $[S] = \partial S / \partial t$, on obtient l'expression $[A] > [S]$. En supposant que le flux sédimentaire est positif non nul, l'expression (4.7) équivaut à :

$$\frac{[A]}{[S]} > 1 \quad (4.8)$$

En toute rigueur, ce rapport doit être noté $[A]/[S]$, mais la pratique courante veut que ce rapport est également noté A/S . En appliquant ces opérations pour chacun des cas de figure (rétrogradation, progradation et aggradation), le rapport A/S illustre la dépendance de l'architecture stratigraphique au taux d'accommodation et au flux sédimentaire (Figure 4.8) [Muto et Steel, 1997; Homewood *et al.*, 1999] :

- $A/S > 1$: transgression induisant une migration vers le pôle proximal des unités stratigraphiques ;
- $A/S = 1$: l'équilibre entre accommodation et flux sédimentaire aboutit à un empilement vertical des corps sédimentaires (aggradation) ;

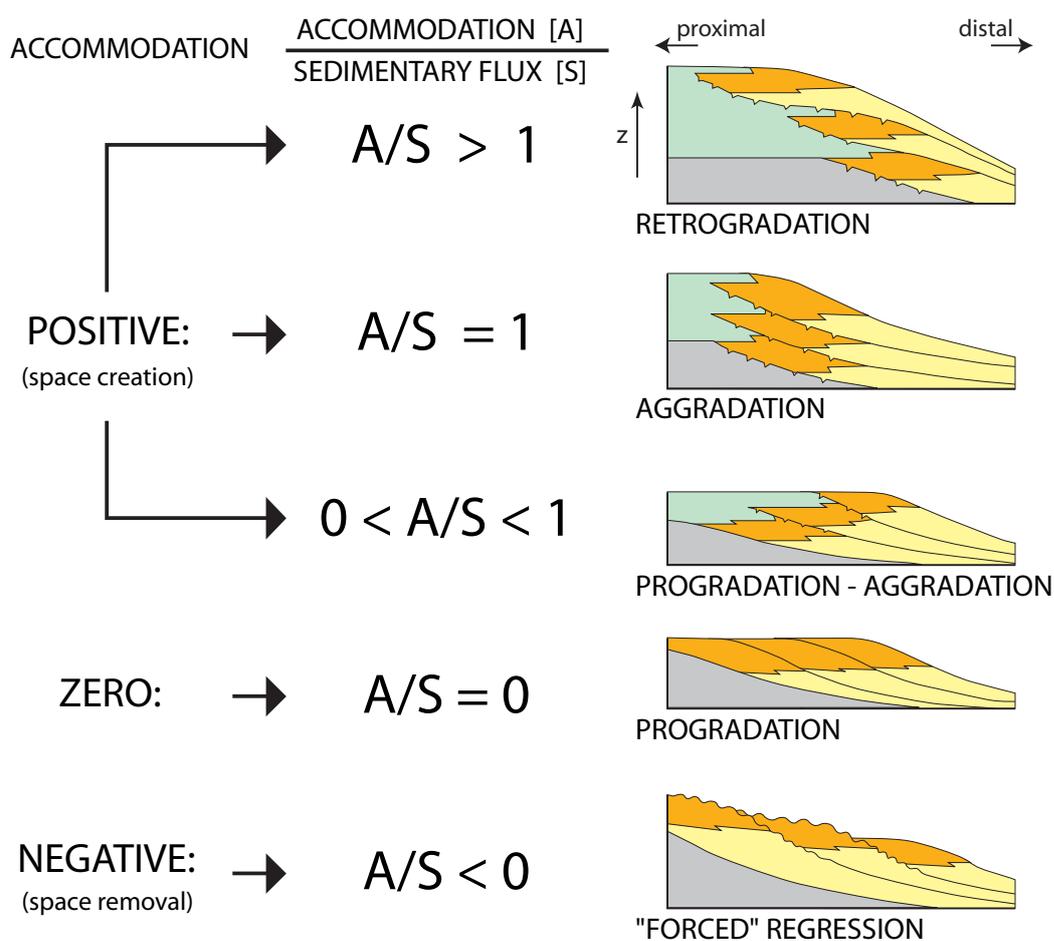


Fig. 4.8: Relations entre architecture stratigraphique, taux d'accommodation et taux de sédimentation : contrôle du rapport $[A]/[S]$ sur la migration des corps sédimentaires. Modifié d'après Homewood *et al.* [1999].

- $A/S < 1$: régression induisant une migration vers le pôle distal des unités génétiques ;
- $A/S < 0$: le taux d'accommodation est négatif, il y a donc réduction de l'espace d'accommodation (Figure 4.7) qui se traduit par une régression forcée et une progradation du système sédimentaire.

4.3.2 Partitionnement volumétrique des sédiments

Premier corollaire du concept A/S , le partitionnement volumétrique des sédiments établit que [Cross *et al.*, 1993; Sonnenfeld et Cross, 1993] :

- Pendant les phases de transgression, le système sédimentaire migre vers le pôle proximal, et, de ce fait, le stockage des sédiments est plus important en position proximale qu'en position distale. Les faciès proximaux sont mieux préservés pendant les périodes de rétrogradation, les faciès distaux correspondant alors à des niveaux condensés (Figure 4.9).

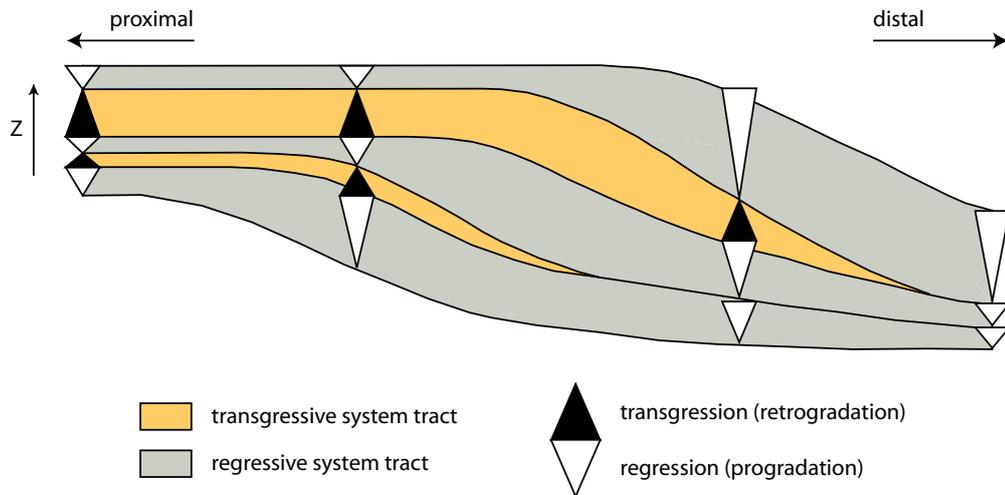


Fig. 4.9: Expression stratigraphique du partitionnement volumétrique des sédiments et de la distorsion du signal. D'après Kedzierski *et al.* [2005].

- Pendant les phases de régression, le système sédimentaire migre vers le pôle distal, et, de ce fait, le stockage des sédiments est plus important en position distale qu'en position proximale. Les faciès distaux sont mieux préservés pendant les périodes de progradation, les faciès proximaux étant réduits (Figure 4.9).

Les conséquences du partitionnement volumétrique des sédiments sont (1) la domination de la phase progradation (rétrogradation) dans l'expression des unités génétiques en pôle distal (proximal) [Cross, 1988; Robin, 1995; Guillocheau, 1995; Cross et Lessenger, 1998], et (2) l'organisation des variations latérales du flux sédimentaire le long du profil proximal-distal [Kedzierski *et al.*, 2005]. En effet, le concept de partitionnement volumétrique peut se traduire en terme d'épaisseur de dépôt préservée, selon la formulation suivante :

$$\begin{aligned}
 S_p > S_d & \quad \text{si } \frac{A}{S} > 1, \\
 S_p < S_d & \quad \text{si } \frac{A}{S} < 1,
 \end{aligned}
 \tag{4.9}$$

où S_p représente l'épaisseur de sédiments préservée en position proximale et S_d celle préservée en position distale.

4.3.3 Distorsion du signal stratigraphique

Lors de la superposition des cycles de variations d'accommodation apparaît une modification du signal à plus haute fréquence, appelée distorsion du signal [Cross, 1988]. Le principe de cette distorsion est la surexpression des signaux à plus basse fréquence par rapport à ceux de plus haute fréquence [Guillocheau, 1995; Cross et Lessenger, 1998; Robin *et al.*, 2005]. Sa conséquence est l'asymétrie du signal stratigraphique.

Par exemple, en zone distale, le concept A/S et le partitionnement volumétrique établissent que la progradation est mieux exprimée. Une unité génétique exprimée dans une phase de chute du niveau marin sera fortement dissymétrique, la progradation étant sur-exprimée. A l'inverse, une unité génétique en phase de montée du niveau marin ne sera pas dissymétrique en exprimant plus la transgression mais plutôt symétrique, la rétrogradation étant en partie compensée par la progradation du signal à plus basse-fréquence. De la même manière, en zone distale, les unités génétiques ont une expression dissymétrique favorisant la phase de progradation (Figure 4.9).

4.4 Conclusions

La stratigraphie génétique offre des outils conceptuels permettant de lier expression stratigraphique et variations d'environnement de dépôt. À partir d'observations faciologiques haute résolution, ces outils mènent à la prédiction de la hiérarchisation en unités génétiques de l'architecture stratigraphique [Cross, 1991; Cross *et al.*, 1993; Homewood *et al.*, 1992]. Ces corrélations sont en outre conformes aux surfaces issues de la stratigraphie sismique et de la stratigraphie séquentielle de 3^{ème} ordre.

Le Chapitre 3 montre que la probabilité d'apparition des faciès peut être reliée à des règles associant les faciès et à des attributs physiographiques. La stratigraphie génétique offre un moyen de prédire, en respectant la stratigraphie, la paléotopographie au moment des dépôts grâce à l'équation (4.3). En reliant le degré de distalité à l'épaisseur des sédiments, la notion de partitionnement volumétrique permet de déduire le degré de distalité des sédiments et de prédire leurs variations spatiales.

La démarche intégrée proposée dans cette thèse consiste à coupler la stratigraphie séquentielle de 3^{ème} ordre et la stratigraphie génétique pour obtenir un modèle homogène prenant en compte sismique et données de puits : de la définition de l'espace chronostratigraphique à partir de la stratigraphie sismique (Chapitre 2) au remplissage de cet espace à partir de données de puits éparses selon les prédictions de la stratigraphie génétique (Chapitres 5 et 6).

Troisième partie

Intégration numérique des règles géologiques dans l'estimation des probabilités de faciès

Chapitre 5

Faciès sédimentaires et caractérisation physiographique du paysage

Sommaire

5.1	Introduction	71
5.2	Des faciès au taux d'accommodation	74
5.3	Du taux d'accommodation aux probabilités de faciès	82
5.4	Conclusions	93

5.1 Introduction

Ce chapitre présente la méthodologie développée dans ce travail pour prendre en compte les données sismiques et les données de forage, en y intégrant à la fois les concepts de sédimentologie au travers des règles de contrôle physiographique des faciès (Chapitre 3) et ceux de la stratigraphie génétique via l'estimation des variations topographiques (Chapitre 4).

5.1.1 Prédiction des variations topographiques

La sédimentologie de faciès permet de construire des lois de répartition des faciès sédimentaires le long du profil de dépôt. Ces règles de contrôle physiographique associent de manière déterministe les différents faciès à des attributs topographiques et morphologiques caractérisant la surface de dépôt. Ces paramètres s'expriment comme des fonctions de la topographie ou, dans un contexte de sédimentation marine, de la bathymétrie. Le conditionnement aux données de puits requiert que ces fonctions de la topographie soient linéaires ou linéarisables. Ainsi, en pratique, ces attributs physiographiques se limitent à la bathymétrie et à la pente de la surface sédimentaire.

L'enjeu de la méthodologie présentée dans ce chapitre est donc d'estimer en tout point de l'espace chronostratigraphique la valeur de la topographie, pour ensuite en déduire les

attributs physiographiques intervenant dans les lois de faciès. Au delà du contrôle des données de puits, cette estimation doit être cohérente avec les prédictions géométriques et architecturales de la stratigraphie génétique. Toutefois, la topographie est une propriété dont les variations latérales sont à haute fréquence. Cette variabilité spatiale est certes reproductible à l'aide de méthodes de simulation géostatistique, mais il n'est pas possible d'y intégrer des contraintes de stratigraphie. Pour y pallier, la stratégie adoptée s'inspire des travaux initiés par Massonnat [1999] et développés par Moyen [2001] et Leflon [2002, 2005]. Elle consiste à estimer le taux d'accommodation dont les variations latérales sont à plus basse fréquence, puis en déduire les variations de bathymétrie à l'aide de l'équation (4.3).

En outre, à l'aide de la technique d'interpolation DSI, il est possible d'intégrer dans l'estimation d'une variable géologique un ensemble de contraintes imposant un comportement, une structure ou une géométrie [Mallet, 1992, 2002] (voir Chapitre 1). L'idée développée dans ces travaux est d'intégrer avec DSI un maximum d'informations géologiques dans les estimations de l'accommodation et de la bathymétrie, et de manière la plus transparente possible pour l'utilisateur, c'est-à-dire en ne demandant qu'un minimum d'intervention ou de données.

5.1.2 Approche proposée

Données requises. À ce stade de la modélisation, il est supposé que l'on dispose (1) d'un modèle GeoChron et de l'espace chronostratigraphique qui lui est associé, (2) de puits comportant des informations de faciès, et (3) de règles de contrôle physiographique des faciès. Le modèle GeoChron est construit en accord avec les corrélations stratigraphiques haute résolution incluant analyse faciologique sur les puits et interprétation sismique. L'identification des faciès sédimentaires peut provenir (i) de l'analyse des signatures diagraphiques – par exemple sur les enregistrements de *gamma ray*–, (ii) de déblais de forages –*cuttings*–, ou (iii) de sondages carottés. Les règles de contrôle physiographique des faciès sont définies et stockées dans une base de données développée dans cette thèse (Chapitre 3).

En dehors de ces informations, toute autre donnée est accessoire et n'a pour objet que de mieux contraindre le modèle généré.

Concepts invoqués. Trois modèles conceptuels décrivent la répartition des faciès et l'architecture des unités stratigraphiques : le modèle sédimentologique associant faciès et attributs physiographiques (Chapitre 3), les corrélations tridimensionnelles portées par le modèle GeoChron (Chapitre 2) et la stratigraphie génétique associant le rapport $[A]_t/[S]_t$ à l'organisation des séquences (Chapitre 4). Les correspondances entre faciès et topographie sont donc assurées par les règles de contrôle physiographique des faciès. Le passage de la topographie au taux d'accommodation invoque le taux de sédimentation, qui peut être déduit en tout point de l'espace géologique grâce au modèle GeoChron [Mallet, 2004].

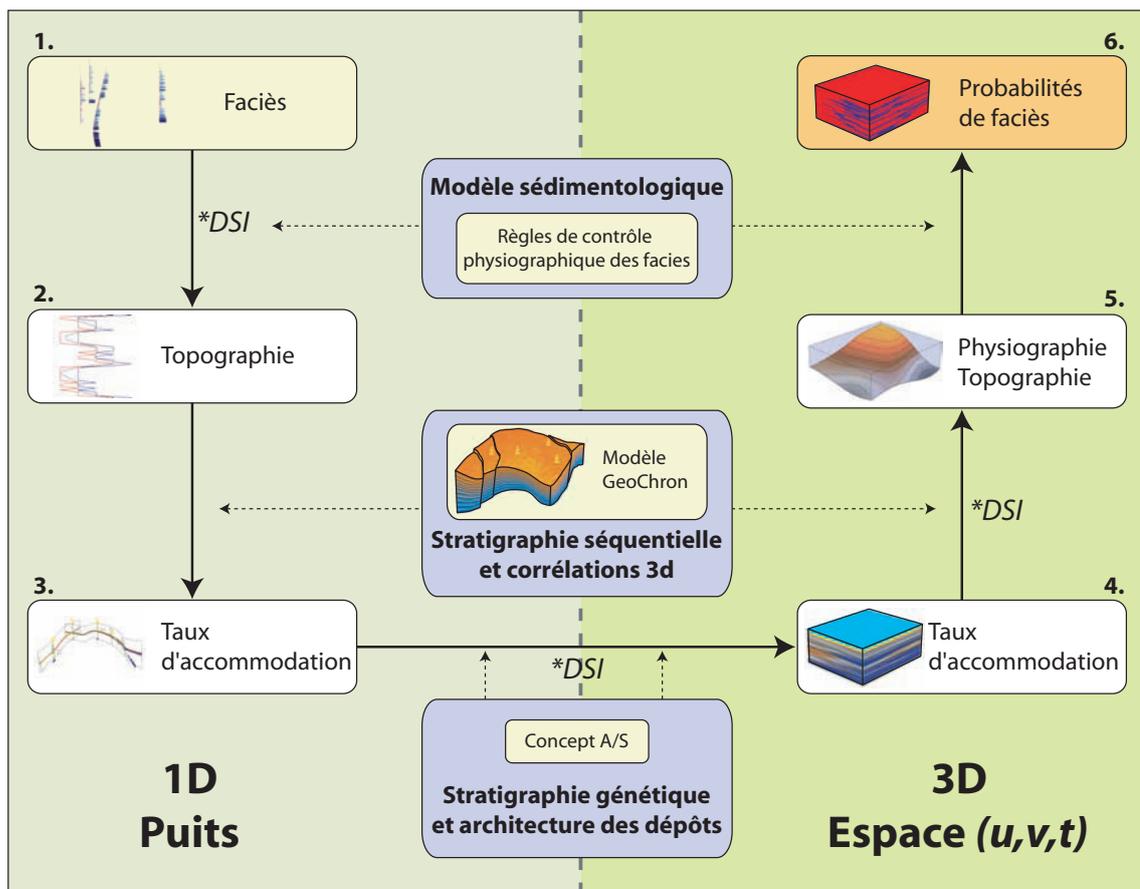


Fig. 5.1: Méthodologie de modélisation des probabilités des faciès sédimentaires, en réponse aux variations physiographiques de la surface de dépôt. Au cœur du modèle se trouvent les concepts géologiques régissant la distribution des dépôts et les variations topographiques. Ils sont intégrés dans deux flux de traitement verticaux : le long des puits et en 3D dans l'espace chronostratigraphique.

Méthodologie. Le principe est d'estimer les variations tridimensionnelles du taux d'accommodation dans l'espace chronostratigraphique pour ensuite en déduire la topographie au moment du dépôt, puis les probabilités de faciès qui y sont associées. La chaîne de modélisation se décompose en deux étapes : le traitement unidimensionnel des diagraphies et du taux de sédimentation permettant de passer des logs de faciès aux courbes de taux d'accommodation, et la prédiction tridimensionnelle dans l'espace chronostratigraphique des taux d'accommodation et des variations de topographie (Figure 5.1).

Ce chapitre présente, dans un premier temps, les différentes opérations du traitement des données de puits, permettant de construire une courbe de bathymétrie à partir des logs de faciès et d'en déduire une courbe de taux d'accommodation. La deuxième section s'attache à l'interpolation dans l'espace chronostratigraphique du taux d'accommodation à partir des observations de puits, mais aussi à partir d'interprétations stratigraphiques identifiant des phases de progradation et de rétrogradation. La construction d'un cube de topographie et de probabilités de faciès y est également discutée.

5.2 Des faciès au taux d'accommodation

L'étape préliminaire à l'interpolation du taux d'accommodation est le traitement des diagraphies afin de construire des courbes de taux d'accommodation sur les puits à partir des faciès observés. Ce traitement se fait en deux temps : l'estimation de la topographie à partir des règles de contrôle physiographique des faciès et l'évaluation du taux d'accommodation par combinaison de la topographie et du taux de sédimentation.

5.2.1 Du faciès à la bathymétrie

Construction automatique d'une courbe de bathymétrie

Les règles de contrôle physiographique des faciès sont des relations bijectives permettant d'estimer la probabilité des faciès pour des valeurs de bathymétrie et/ou de pente données, et de déduire les intervalles des valeurs possibles de bathymétrie ou de pente sachant qu'on observe tel ou tel faciès (Figure 3.3). Des intervalles de bathymétrie possibles sont donc construits sur les puits à partir de ces règles (Figure 5.2). La courbe de bathymétrie à construire doit respecter ces intervalles et il existe en théorie une infinité de courbes les respectant. Toutefois, l'observation des systèmes sédimentaires montre que :

- les variations de bathymétrie au sein d'une séquence stratigraphique sont faibles, impliquant que la courbe de bathymétrie obtenue doit être lisse ;
- la courbe de bathymétrie est continue par morceaux (par séquences), les discordances et les failles marquent des discontinuités dans l'enregistrement de la topographie ;
- les variations de bathymétrie sont contrôlées par le taux d'accommodation et par le flux sédimentaire (Équation 4.3), ce qui contraint la bathymétrie estimée à respecter les phases de transgression et de régression.

L'interpolateur DSI produit des résultats lisses, qu'il est possible d'astreindre à un ensemble potentiellement infini de contraintes linéaires [Mallet, 1992, 2002](voir Chapitre 1). En outre, les contraintes d'inégalité, comme par exemple le respect d'un intervalle, peuvent être directement prises en compte sans étapes de post-traitement [Mallet, 2002; Muron *et al.*, 2005; Tertois, 2007]. Pour ces raisons, notre choix se tourne vers cette technologie pour satisfaire les conditions d'intervalle, de lissage et de contrôle par le signal stratigraphique.

Interpolation DSI sur un puits

L'interpolateur DSI n'étant pas disponible sur les objets de type "puits", une version pour ce type d'objet a été développée au cours de cette thèse. Le modèle d'interpolation mis en œuvre repose sur la version de résolution matricielle de DSI intégrée au logiciel GOCAD [Mallet, 2002; Muron *et al.*, 2005]. La résolution matricielle étant indépendante du type d'objet, l'essentiel de l'adaptation de la méthode DSI aux puits a été la définition d'un modèle topologique pour les courbes diagraphiques permettant de prendre en compte

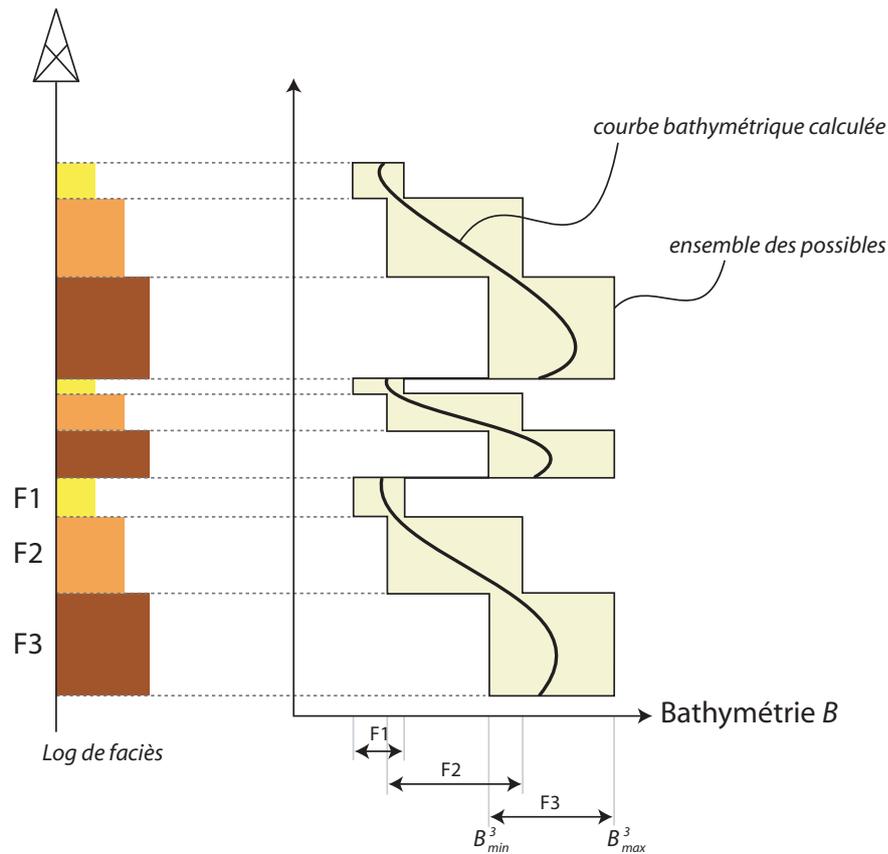


Fig. 5.2: Courbe de bathymétrie à partir d'un log de faciès : application des règles de contrôle physiographique des faciès.

les discontinuités et de spécifier le nombre de voisins considérés dans le calcul de la rugosité.

Hiatu sédimentaire. La présence de failles ou de hiatus, notamment s'il s'agit de hiatus érosifs, peut induire des discontinuités dans certains logs de puits (Figure 5.3) : c'est le cas, par exemple, pour la courbe de bathymétrie.

Ainsi, si les points d'échantillonnage α et $\alpha + 1$ sont de part et d'autre d'une telle discontinuité, la relation de voisinage les liant doit être rompue. Dans le cadre d'une interpolation DSI, cela a pour effet de ne pas prendre en compte ce voisinage dans le calcul de la rugosité : les deux points α et $\alpha + 1$ sont alors numériquement considérés comme indépendants (en dehors de toute autre contrainte les liant). À l'inverse, deux points situés dans la même séquence stratigraphique sont considérés comme voisins et sont pris en compte dans le calcul de la rugosité.

En résumé, un point d'échantillonnage d'une diagraphe a un ou deux voisins selon que ce point se situe dans une séquence ou en limite de séquence (Figure 5.3). En pratique, la spécification du modèle topologique d'un puits se fait via la définition de *régions de continuité*, qui sont initialisées à partir des marqueurs de puits indiquant les hiatus d'éro-

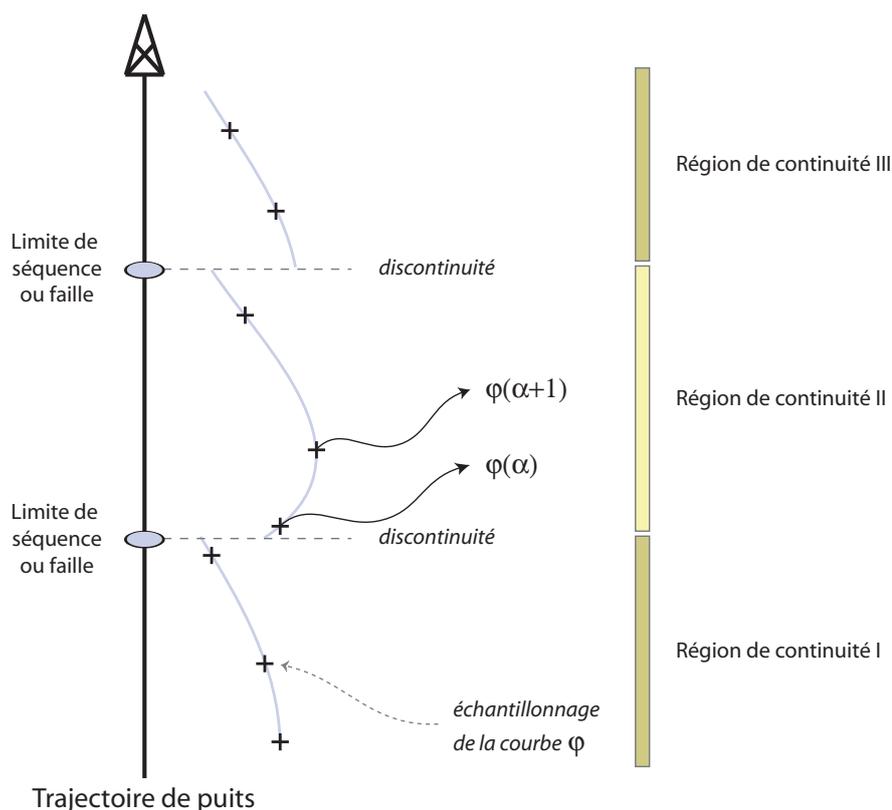


Fig. 5.3: Modèle topologique d'une courbe diagraphique : indexation des points d'échantillonnage de bas en haut et discontinuités au niveau des limites de séquence.

sion et les failles. Les interpolations sont ensuite effectuées itérativement sur les régions de continuité.

Lissage. Il peut être souhaitable de spécifier le caractère lisse de la courbe qui est interpolée, selon le type de propriété et de phénomène physique qu'elle représente. Dans ce cas, il est déterminant de pouvoir définir un degré de lissage de l'interpolation. Cette question a déjà été abordée par Leflon [2002, 2005] qui propose un facteur de lissage correspondant à une distance de corrélation rapportée à la longueur du puits. Ce facteur de lissage corrige ensuite automatiquement le facteur d'ajustement (*fitting factor*) de l'interpolateur DSI en fonction de la densité de points d'échantillonnage.

La solution que nous proposons est différente. Le facteur d'ajustement ϕ correspond au poids relatif de la rugosité par rapport à celui du degré de violation des contraintes. À facteur d'ajustement constant, le degré de lissage est d'autant plus important que la taille du domaine de voisinage est important. Par défaut, le voisinage considéré pour le calcul de la rugosité sur les puits consiste en deux points entourant le point d'échantillonnage courant. En augmentant le nombre de voisins à prendre en compte, le degré de lissage de l'interpolation est fonction d'une pseudo-distance de corrélation entre les points d'échantillonnage (Figure 5.4).

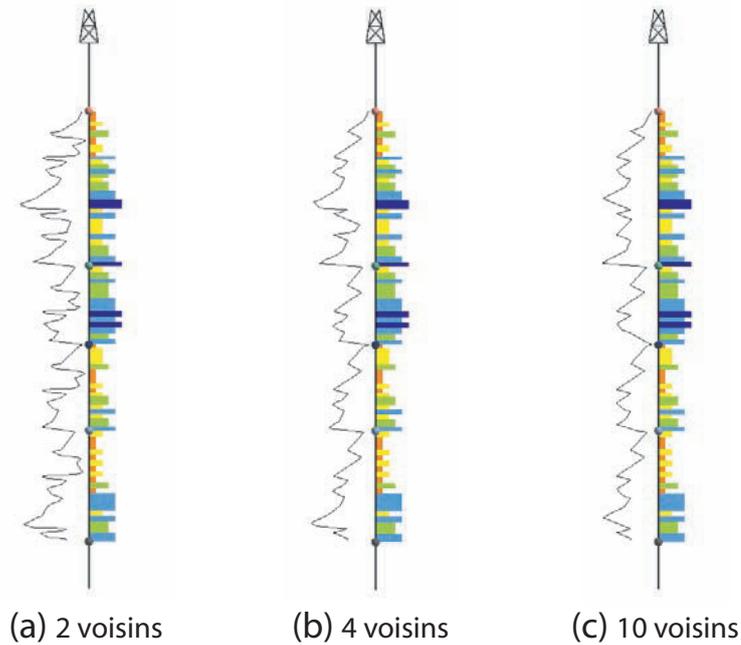


Fig. 5.4: Degré de lissage de l'interpolation en fonction de la taille du voisinage considéré pour le calcul de la rugosité. A facteur d'ajustement constant ($\phi = 2$), la courbe est d'autant plus lisse que le nombre de voisins pris en compte dans le calcul de rugosité est important.

Contraintes numériques contrôlant la courbe de bathymétrie

Les contraintes permettant de contraindre la courbe de bathymétrie interpolée sont au nombre de trois :

1. le respect des règles de contrôle physiographique et donc des intervalles de bathymétrie associés à chaque faciès ;
2. le respect des observations stratigraphiques identifiant des phases de transgression et de régression ;
3. facultativement, le respect d'une courbe de contrôle permettant ainsi de guider l'interpolation par une courbe existante ou par une valeur particulière de l'intervalle (mode, moyenne, etc.).

Respect des intervalles de bathymétrie. Notons Ω l'ensemble des points d'échantillonnage α du puits sur lequel est faite l'interpolation et $\mathcal{F} = \{F^1, \dots, F^i, \dots, F^N\}$ la partition de Ω en N faciès. En supposant que l'ensemble de ces faciès sont répertoriés dans une règle de contrôle physiographique des faciès, l'ensemble des points α de Ω échantillonne un faciès dont on peut retrouver les bornes de bathymétrie minimale B_{min} et maximale B_{max} . Par conséquent, les fonctions B_{min} et B_{max} sont entièrement définies sur Ω (Figure 5.2) :

$$\begin{aligned} \forall \alpha \in \Omega, \quad B_{min}(\alpha) = B_{min}^i &\Leftrightarrow \alpha \in F^i, \\ \forall \alpha \in \Omega, \quad B_{max}(\alpha) = B_{max}^i &\Leftrightarrow \alpha \in F^i. \end{aligned} \tag{5.1}$$

Pour chaque point d'échantillonnage α , la valeur de bathymétrie interpolée $B(\alpha)$ doit respecter l'inégalité :

$$\forall \alpha \in \Omega, \quad B_{min}(\alpha) < B(\alpha) < B_{max}(\alpha). \quad (5.2)$$

L'équation (5.2) se décompose en deux expressions linéaires qui, du fait de leur linéarité, peuvent être directement transcrites comme des contraintes numériques pour l'interpolateur DSI. Avec les notations de la section 1.2, imposer à la bathymétrie interpolée à être supérieure aux bornes minimales des intervalles de bathymétrie revient ainsi à respecter la contrainte $c_m \in \mathcal{C}^>$ suivante :

$$\{c_m \in \mathcal{C}^>\} : \quad B(\alpha) > B_{min}(\alpha) \quad \Leftrightarrow \quad \sum_{\beta \in \Omega} A_{c_m}(\beta) \cdot B(\beta) > b_{c_m}, \quad (5.3)$$

avec :

$$\left| \begin{array}{l} A_{c_m}(\beta) = \begin{cases} 1 & \text{si } \beta = \alpha \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \\ b_{c_m} = B_{min}(\alpha). \end{array} \right.$$

De la même manière, imposer à la bathymétrie interpolée à être inférieure aux bornes maximales des intervalles de bathymétrie revient à respecter la contrainte $c_M \in \mathcal{C}^>$ suivante :

$$\{c_M \in \mathcal{C}^>\} : \quad B(\alpha) < B_{max}(\alpha) \quad \Leftrightarrow \quad \sum_{\beta \in \Omega} A_{c_M}(\beta) \cdot B(\beta) > b_{c_M}, \quad (5.4)$$

avec :

$$\left| \begin{array}{l} A_{c_M}(\beta) = \begin{cases} -1 & \text{si } \beta = \alpha \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \\ b_{c_M} = -B_{max}(\alpha). \end{array} \right.$$

Parallèlement à ces travaux, Tertois [2007] a intégré les contraintes d'inégalité dans la version matricielle de DSI et a développé une contrainte d'intervalle optimisant la concomitance des deux inégalités avec la borne minimale et maximale de l'intervalle. Cette contrainte astreint la propriété interpolée à appartenir à un intervalle unique spécifié. Dans notre contexte, l'intervalle n'est pas unique mais varie selon les faciès observés (Équation 5.1). Nous avons donc développé une adaptation de la contrainte d'intervalle, afin que les bornes minimales et maximales puissent varier spatialement.

Cohérence avec les phases de transgression et de régression. Les analyses diagraphiques, fondées sur les principes de stratigraphie génétique, permettent l'identification de phases de transgression ou de régression. Si ces informations sont disponibles, elles sont intégrables à l'interpolation de la courbe de bathymétrie sous forme de contraintes DSI. En effet, transgression et régression sont directement interprétables en terme de variations de la bathymétrie (Section 4.3.1). Écrites en fonction des coordonnées exprimées le long d'un puits, les équations (4.4) et (4.6) deviennent :

$$\frac{\partial B(\alpha, t)}{\partial t} \bowtie 0, \quad (5.5)$$

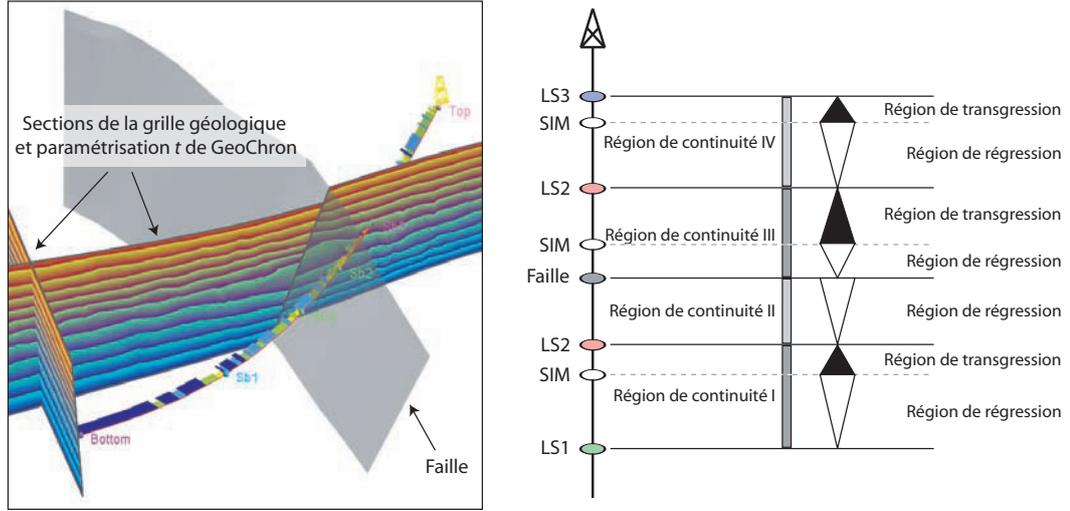


Fig. 5.5: Identification sur les puits des régions de transgression et de régression pour l'interpolation de la bathymétrie : le temps géologique est obtenu à partir de la paramétrisation GeoChron, la contrainte de contrôle transgressif/régressif est installée sur les points au sein d'une même région de continuité et d'une même phase stratigraphique.

où $\bowtie = \{>, <\}$ selon que le point α est dans une phase de rétrogradation ou de progradation, respectivement. L'équation (5.5) n'est toutefois pas linéaire et doit être linéarisée afin d'être traduisible en terme de contrainte DSI. Pour cela, nous suggérons une linéarisation du terme $\partial B / \partial t$ dans un schéma aux différences finies décentré à gauche :

$$\frac{\partial B(\alpha, t)}{\partial t} = \frac{B(\alpha + 1, t + \Delta t) - B(\alpha, t)}{\Delta t}, \quad (5.6)$$

où les nœuds α et $\alpha + 1$ sont supposés être dans une même région de continuité et les temps t et $t + \Delta t$ appartenir à la même phase de transgression ou de régression (Figure 5.5). Un test préliminaire à l'installation de la contrainte de progradation/rétrogradation vérifie que le voisin $\alpha + 1$ du nœud courant α se situe dans la même région de continuité et dans la même phase stratigraphique. Si tel n'est pas le cas, la contrainte n'est pas installée au point α . L'identification des phases transgressives et régressives se fait en se rapportant aux interprétations stratigraphiques stockées sous la forme d'une base de données développée dans cette thèse et spécifiée par l'utilisateur.

La détermination de cette dérivée par rapport au temps est possible grâce au modèle GeoChron qui fournit le temps géologique en tout point de l'espace \mathcal{G} . Cette paramétrisation respectant le modèle structural, les potentielles ambiguïtés au niveau des failles, inverses notamment, sont levées (Figure 5.5).

En utilisant le schéma de linéarisation (5.6), l'équation (5.5) devient alors :

$$\frac{B(\alpha + 1, t + \Delta t) - B(\alpha, t)}{\Delta t} \bowtie 0, \quad (5.7)$$

qui se simplifie encore :

$$B(\alpha + 1, t + \Delta t) - B(\alpha, t) \bowtie 0. \quad (5.8)$$

Par ailleurs, comme il existe un isomorphisme entre le temps et la coordonnée paramétrique verticale α prise le long de la trajectoire d'un puits, l'équation (5.8) peut encore se simplifier en :

$$B(\alpha + 1) - B(\alpha) \bowtie 0. \quad (5.9)$$

L'expression linéaire (5.9) peut être traduite en terme de contrainte numérique DSI. Ainsi, astreindre les variations de bathymétrie à respecter les phases de transgression et de régression, revient à assurer que l'interpolation de la bathymétrie honore la contrainte $c_{sg} \in \mathcal{C}^{\bowtie}$ suivante (nommée *signed gradient*) :

$$\{c_{sg} \in \mathcal{C}^{\bowtie}\} : \quad B(\alpha + 1) - B(\alpha) \bowtie 0 \quad \Leftrightarrow \quad \sum_{\beta \in \Omega} A_{c_{sg}}(\beta) \cdot B(\beta) \bowtie b_{c_{sg}}, \quad (5.10)$$

avec :

$$\left| \begin{array}{l} A_{c_{sg}}(\beta) = \begin{cases} 1 & \text{si } \beta = \alpha + 1 \\ -1 & \text{si } \beta = \alpha \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \\ \bowtie = \begin{cases} > & \text{si transgression} \\ < & \text{si régression} \end{cases} \\ b_{c_{sg}} = 0. \end{array} \right.$$

En pratique, cette contrainte c_{tr} est, elle aussi, une adaptation de la contrainte d'inégalité mise en œuvre par Tertois [2007], permettant au signe de l'inégalité de changer selon que le nœud est dans une phase transgressive ou régressive.

Spécification d'une courbe de contrôle. Facultativement, une autre courbe peut être utilisée pour contrôler la tendance de la courbe interpolée. Cette option complète les contraintes précédentes si, par exemple, une interprétation manuelle de la bathymétrie a été effectuée le long de la trajectoire du puits ou si l'on souhaite "attirer" la courbe vers une solution particulière (le milieu des intervalles de bathymétrie par exemple). La courbe interpolée tendra alors vers la courbe spécifiée, tout en respectant les autres contraintes installées par ailleurs. Cette contrainte est similaire aux contraintes de contrôle souple d'une propriété (*fuzzy control property*) présentées par [Mallet, 2002, p. 186] et mise en place sur les puits dans la version itérative de DSI par Leflon [2002]. Nous avons mis en œuvre cette même contrainte dans la version de résolution matricielle de DSI sur les puits, que nous avons développée.

L'échantillonnage de deux courbes sur le même puits pouvant être différent, nous faisons l'hypothèse que la courbe contrôlante est échantillonnée de la même manière que celle de la propriété contrôlée. Sous cette hypothèse, la contrainte de contrôle souple par une variable secondaire ψ se note :

$$\forall \alpha \in \Omega, \quad B(\alpha) \simeq \psi(\alpha). \quad (5.11)$$

L'expression (5.11) se traduit directement par la contrainte $c_{fcp} \in \mathcal{C}^{\simeq}$ suivante :

$$\{c_{fcp} \in \mathcal{C}^{\simeq}\} : \quad B(\alpha) = \psi(\alpha) \quad \Leftrightarrow \quad \sum_{\beta \in \Omega} A_{c_{fcp}}(\beta) \cdot B(\beta) = b_{c_{fcp}}, \quad (5.12)$$

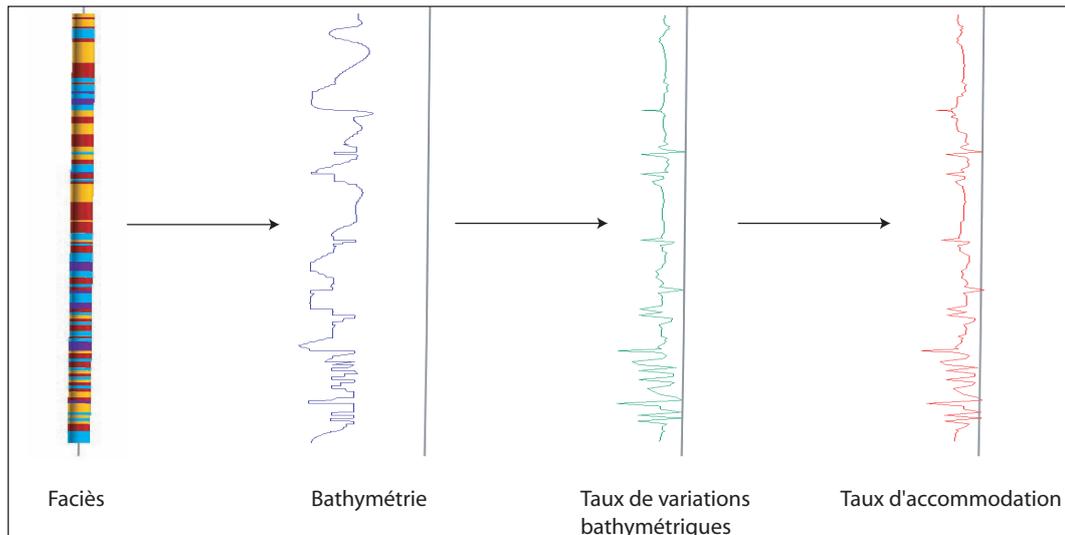


Fig. 5.6: Chaîne d'opérations du traitement des puits : des faciès au taux d'accommodation, grâce au calcul intermédiaire de la bathymétrie et de ses variations au cours du temps. Données Total.

avec :

$$\left| \begin{array}{l} A_{c_{fcp}}(\beta) = \begin{cases} 1 & \text{si } \beta = \alpha \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \\ b_{c_{fcp}} = \psi(\alpha). \end{array} \right.$$

5.2.2 De la bathymétrie au taux d'accommodation

Taux de variations bathymétriques

Une fois la bathymétrie B définie sur les puits, son taux de variation est calculé en appliquant l'équation (5.6). La valeur de temps qui est utilisée, est celle portée par la paramétrisation (u, v, t) du modèle GeoChron. Cela implique que le calcul du taux de variations bathymétriques, noté $[B]_t$ d'après les notations du chapitre 4, ne peut se faire en pratique que sur les portions de puits plongées dans la grille portant la paramétrisation GeoChron.

Taux d'accommodation

En plus d'une paramétrisation (u, v, t) , le modèle GeoChron fournit le taux de sédimentation $[S]_t$, en tout point de l'espace géologique [Mallet, 2004](voir Chapitre 2). En chacun des points d'échantillonnage de la courbe de variations bathymétriques, l'équation (4.3) peut donc être appliquée afin d'obtenir le taux d'accommodation $[A]_t$ sur les puits (Figure 5.6(voir Chapitre 4)) :

$$[A]_t(\alpha) = [B]_t(\alpha) + [S]_t(\alpha). \quad (5.13)$$

5.2.3 Conclusions

La méthode de traitement des puits repose essentiellement sur le calcul automatique de la courbe de bathymétrie. Cette partie fondamentale exploite les capacités de l'interpolateur DSI à intégrer un grand nombre de contraintes, avec un poids relatif réglable. La courbe qui est construite est unique et doit être considérée comme la solution optimale, au sens des moindres carrés, de la fonction respectant les observations de faciès sur les puits (intervalles) et les phases de transgression et régression.

5.3 Du taux d'accommodation aux probabilités de faciès

Après le traitement unidimensionnel des diagraphies, il s'agit d'extrapoler en 3D les informations portées par les puits. Cette partie de la méthodologie consiste à estimer dans l'espace chronostratigraphique les variations spatiales du taux d'accommodation, puis celles de la paléotopographie (Figure 5.1). Pour cela, les logs de puits sont transférés dans l'espace chronostratigraphique, en appliquant l'algorithme de transfert 2.1 (voir Chapitre 2).

5.3.1 Estimation du taux d'accommodation

Nous disposons, séquence par séquence, d'observations locales du taux d'accommodation. La problématique est de définir un ensemble de contraintes pour interpoler ces informations dans l'espace (u, v, t) . La technique adoptée par Massonnat [1999] et Leflon [2005] consiste à calculer pour chaque plan isochrone (u, v) la moyenne des taux d'accommodation mesurés sur les puits (facteur commun) et d'y ajouter une perturbation (résidus) calculée par simulation séquentielle gaussienne. Cette approche se justifie en considérant que le facteur commun correspond à la composante eustatique du taux d'accommodation, tandis que les résidus représentent les variations locales des déformations tectoniques.

Nous choisissons une stratégie différente, reposant sur les concepts de stratigraphie génétique présentés dans le chapitre précédent. Il s'agit de décrire les variations spatiales du taux d'accommodation à l'aide d'un ensemble d'équations linéaires, qui peuvent être traduites sous forme de contraintes DSI. Deux lois sont principalement utilisées : le contrôle du rapport A/S par les phases de transgression et de régression, et le caractère uniforme du taux d'accommodation.

Intégration du concept A/S

Le concept de rapport $[A]_t/[S]_t$ établi par la stratigraphie génétique permet de discriminer les phases en transgression de celles en régression. Théoriquement, cinq cas de figures sont identifiables (voir Chapitre 4, Section 4.3.1) :

1. rétrogradation ($[A]_t/[S]_t > 1$),
2. aggradation ($[A]_t/[S]_t = 1$),

3. combinaison de progradation et d'aggradation ($0 < [A]_t/[S]_t < 1$),
4. progradation seulement ($[A]_t/[S]_t = 0$),
5. régression forcée ($[A]_t/[S]_t < 0$).

En pratique, seules les phases transgressives ($[A]_t/[S]_t > 1$) et régressives ($[A]_t/[S]_t < 1$) sont identifiées et spécifiées dans l'interprétation stratigraphique utilisée pour contraindre le modèle. De cette manière, nous obtenons deux équations linéaires faisant intervenir le taux d'accommodation que nous souhaitons estimer. Puisque le taux de sédimentation enregistré est par essence positif, le taux d'accommodation est, en transgression, supérieur au comblement de l'espace d'accommodation par la sédimentation :

$$[A]_t(u, v, t) > [S]_t(u, v, t). \quad (5.14)$$

Sous la même hypothèse, et en contexte régressif, le taux de sédimentation est supérieur au taux d'accommodation :

$$[A]_t(u, v, t) < [S]_t(u, v, t). \quad (5.15)$$

Grâce au modèle GeoChron, le taux de sédimentation $[S]_t$ est défini en tout point de l'espace géologique. Cependant, la paramétrisation, attribuant des coordonnées (u, v, t) dans l'espace chronostratigraphique à tout point (x, y, z) de l'espace géologique, est une application surjective (Chapitre 2). Par conséquent, le taux de sédimentation n'est pas nécessairement connu en tout point de l'espace chronostratigraphique. C'est notamment le cas pour les hiatus sédimentaires (hiatus d'érosion ou hiatus de lacune sédimentaire), qui n'enregistrent pas d'épaisseur de sédiments (Figure 2.10). Dans les cellules ne disposant pas d'enregistrement stratigraphique du taux de sédimentation, le respect des phases de transgression et de régression ne peut donc pas être assuré. Par contre, dans les autres cellules, le résultat de l'interpolation de $[A]_t(u, v, t)$ peut être numériquement contraint à vérifier les phases progradantes et rétrogradantes.

Notons Ω l'ensemble des cellules α de la grille chronostratigraphique, définie structurée régulière, dans laquelle est effectuée l'interpolation. Le sous-ensemble de Ω pour lequel l'enregistrement du taux de sédimentation est disponible, est noté $\bar{\Omega}$. Les expressions (5.14) et (5.15) se traduisent en la contrainte $c_{vi} \in \mathcal{C}^{\bowtie}$ suivante (nommée *variable inequality*) :

$$\{c_{vi} \in \mathcal{C}^{\bowtie}\} : [A]_t(\alpha) \bowtie [S]_t(\alpha) \Leftrightarrow \sum_{\beta \in \bar{\Omega}} A_{c_{vi}}(\beta) \cdot [A]_t(\beta) \bowtie b_{c_{vi}}, \quad (5.16)$$

avec :

$$\left| \begin{array}{l} A_{c_{vi}}(\beta) = \begin{cases} 1 & \text{si } \beta = \alpha \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \\ \bowtie = \begin{cases} > & \text{si transgression} \\ < & \text{si régression} \end{cases} \\ b_{c_{vi}} = [S]_t(\alpha). \end{array} \right.$$

La mise en œuvre de cette contrainte repose sur la même adaptation de la contrainte d'inégalité, développée par Tertois [2007], que la contrainte (5.10).

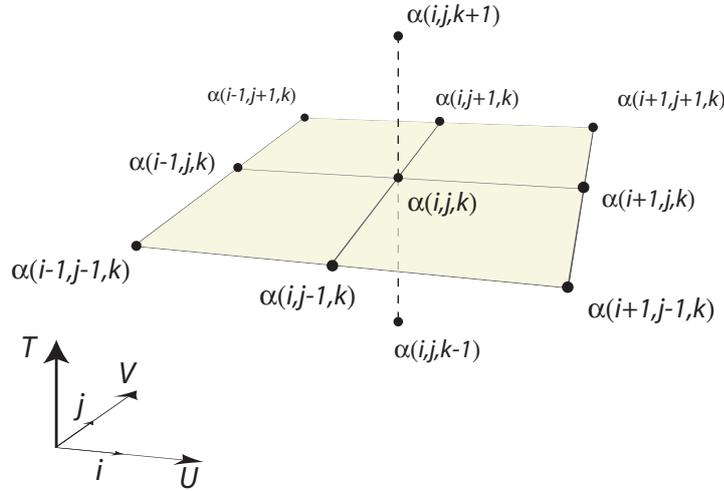


Fig. 5.7: Indexation d'une section (u, v) de la grille chronostratigraphique : chaque nœud α représente le centre d'une cellule.

Caractère uniforme du taux d'accommodation

Le taux d'accommodation enregistre les variations eustatiques et les mouvements verticaux tectoniques. L'eustatisme est une composante qui n'est pas fonction des dimensions d'espace (à l'échelle du modèle), donc seule la tectonique peut expliquer les variations latérales du taux d'accommodation. Selon la contribution estimée *a priori* de l'eustatisme dans le taux d'accommodation, le taux d'accommodation $[A]_t$ est plus ou moins uniforme latéralement. Pour spécifier le caractère uniforme ou non du taux d'accommodation, nous avons développé la méthode suivante :

1. Installer une contrainte d'uniformité sur le taux d'accommodation ;
2. Régler le poids relatif de cette contrainte pour obtenir le degré d'uniformité souhaité.

Cette contrainte d'uniformité est définie en deux dimensions, sur chaque section (u, v) de la grille chronostratigraphique. Elle assure que les variations latérales du taux d'accommodation sont aussi petites que possible :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial [A]_t(u, v, t)}{\partial u} \simeq 0, \\ \frac{\partial [A]_t(u, v, t)}{\partial v} \simeq 0. \end{array} \right. \quad (5.17)$$

Pour éviter d'éventuels artefacts numériques de propagation ou d'empreinte dans le résultat de l'interpolation, nous choisissons un schéma centré de linéarisation en différences finies. En adoptant les notations de la Figure 5.7, et dans le cas d'une grille cartésienne, les expressions de l'équation (5.17) pour le nœud $\alpha_{i,j,k}$ deviennent :

$$[A]_t(\alpha_{i+1,j,k}) - [A]_t(\alpha_{i-1,j,k}) \simeq 0, \quad (5.18)$$

et

$$[A]_t(\alpha_{i,j+1,k}) - [A]_t(\alpha_{i,j-1,k}) \simeq 0. \quad (5.19)$$

Ces équations linéaires sont intégrées dans le modèle d'interpolation DSI par le biais des contraintes c_{ui} et $c_{uj} \in \mathcal{C}^\infty$. La contrainte c_{ui} assure que la dérivée de $[A]_t$ dans la direction i est aussi proche que possible de 0 :

$$\{c_{ui} \in \mathcal{C}^\infty\} : [A]_t(\alpha_{i+1,j,k}) - [A]_t(\alpha_{i-1,j,k}) \simeq 0 \Leftrightarrow \sum_{\beta \in \Omega} A_{c_{ui}}(\beta) \cdot [A]_t(\beta) = b_{c_{ui}}, \quad (5.20)$$

avec :

$$\left| \begin{array}{l} A_{c_{ui}}(\beta) = \begin{cases} 1 & \text{si } \beta = \alpha_{i+1,j,k} \\ -1 & \text{si } \beta = \alpha_{i-1,j,k} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \\ b_{c_{ui}} = 0. \end{array} \right.$$

La contrainte c_{uj} assure que la dérivée de $[A]_t$ dans la direction j est aussi proche que possible de 0 :

$$\{c_{uj} \in \mathcal{C}^\infty\} : [A]_t(\alpha_{i,j+1,k}) - [A]_t(\alpha_{i,j-1,k}) \simeq 0 \Leftrightarrow \sum_{\beta \in \Omega} A_{c_{uj}}(\beta) \cdot [A]_t(\beta) = b_{c_{uj}}, \quad (5.21)$$

avec :

$$\left| \begin{array}{l} A_{c_{uj}}(\beta) = \begin{cases} 1 & \text{si } \beta = \alpha_{i,j+1,k} \\ -1 & \text{si } \beta = \alpha_{i,j-1,k} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \\ b_{c_{uj}} = 0. \end{array} \right.$$

Cette approche peut être rapprochée de la technique utilisée dans le modèle Neptune [Massonnat, 1999; Leflon, 2005] individualisant facteur commun et résidu. La constance bidimensionnelle dans le plan (u, v) du facteur commun est en effet comparable à la contrainte d'uniformité installée sur chaque tranche de la grille chronostratigraphique.

Conditionnement aux puits

Il existe deux contraintes permettant de conditionner l'interpolation du taux d'accommodation aux données de puits : un contrôle strict par les valeurs calculées sur les puits, ou un contrôle souple par les courbes de taux d'accommodation.

La première solution consiste à considérer les observations de puits comme des nœuds de contrôle pour lesquels la valeur doit être strictement respectée. Cette contrainte, nommée *property control nodes*, est présentée par [Mallet, 2002, p. 170].

La deuxième approche correspond à une contrainte également proposée par [Mallet, 2002, p. 186] sous la forme de *fuzzy property control points*, assurant que la solution de l'interpolation à l'intersection entre la grille chronostratigraphique et un ensemble de points de contrôle est aussi proche que possible de zéro. Si la contrainte dure des nœuds de contrôle était déjà disponible dans la version matricielle de DSI, nous avons développé la seconde

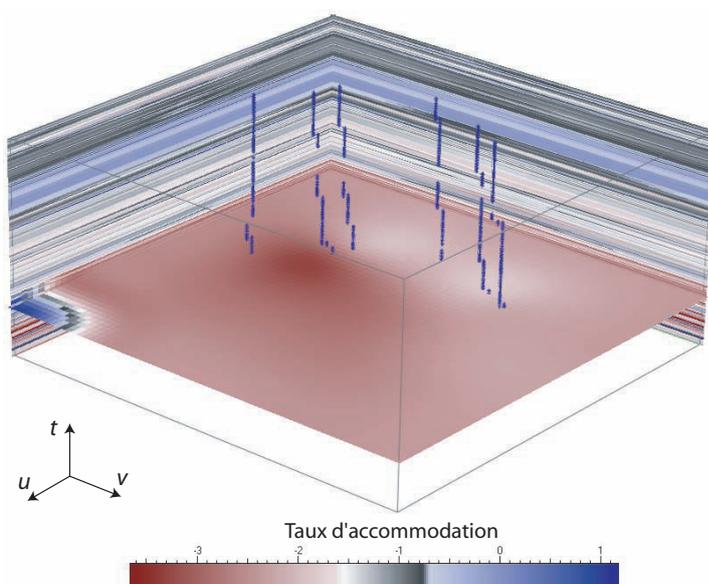


Fig. 5.8: Estimation spatiale du taux d'accommodation dans l'espace chronostratigraphique. On peut noter dans le coin gauche du plan (u, v) de fortes variations latérales du taux d'accommodation dues au contrôle par le taux de sédimentation. Données Total.

au cours de cette thèse pour les grilles structurées, régulières ou curvilinéaires.

Le choix parmi ces deux solutions s'effectue suivant la fiabilité et la qualité des données. D'une manière générale, la contrainte de contrôle strict est appliquée par défaut. La contrainte souple permet d'obtenir des résultats latéralement plus lisses. Dans ce cas, le faible écart entre les données de puits et les valeurs interpolées peut se justifier par le fait que les courbes de bathymétrie et d'accommodation construites sur les puits sont optimales en 1D, mais sans prendre en compte les puits voisins. Si l'écart entre les données de puits et le taux d'accommodation interpolé est suffisamment faible pour ne pas violer les intervalles autorisés par faciès, on peut considérer que cette contrainte souple permet de "corriger" les valeurs de taux d'accommodation des puits en prenant en compte les valeurs des puits voisins.

Conclusions

La combinaison des contraintes précédemment présentées permet de prédire les variations spatiales, dans l'espace chronostratigraphique, du taux d'accommodation (Figure 5.8). En outre, la solution proposée présente deux avantages :

1. Le respect des cycles de progradation et de rétrogradation par le biais de la contrainte d'inégalité assurant que l'espace d'accommodation créé est supérieur à la sédimentation en phase de transgression, et qu'il y est inférieur en phase de régression ;
2. La forte contribution du signal stratigraphique dans l'estimation du taux d'accommodation et ce, grâce à la possibilité de régler, dans l'interpolateur DSI, la contribution des voisinages latéraux et verticaux dans le calcul de la rugosité sur les grilles structurées (voir Sections 1.2 et 2.3.2). Ainsi, en considérant que la rugosité peut

être forte verticalement, les variations verticales sont uniquement dues au signal stratigraphique enregistré par les puits.

En résumé, et comme l'illustre la Figure 5.8, le taux d'accommodation obtenu par interpolation DSI présente des variations verticales correspondant au signal stratigraphique enregistré par les puits et des variations latérales aussi faibles que possible (contrainte d'uniformité) et respectant le concept de rapport A/S. À nouveau, cette solution unique doit être interprétée comme la solution optimale, au sens des moindres carrés, intégrant l'ensemble des observations et des contraintes stratigraphiques.

La principale limite de cette approche réside dans une des hypothèses implicitement faite, qui consiste à supposer que les limites des phases de transgression et de régression, c'est-à-dire les surfaces d'inondation maximale et les surfaces de transgression, sont isochrones. Si cette hypothèse est vraie à l'échelle du réservoir, son extension à l'échelle du bassin est discutable [Catuneanu *et al.*, 1998; Robin *et al.*, 2005].

5.3.2 Estimation de la paléotopographie

En appliquant l'équation (4.3), le taux de variations bathymétriques est obtenu en combinant les taux de sédimentation et d'accommodation pour chaque cellule α du sous-ensemble $\bar{\Omega}$ possédant une mesure du taux de sédimentation (Figure 5.9).

L'estimation de la paléotopographie se fait par intégration de la dérivée $\partial B/\partial t$ disponible, ce qui contraint ainsi les variations verticales dans l'espace chronostratigraphique de la propriété B . Cette intégration, effectuée au sens des moindres carrés par l'interpolateur DSI, ne requiert pas de condition initiale sous forme de carte de bathymétrie mais utilise seulement les conditions initiales que sont les puits et les intervalles de contrôle qui y sont associés (Figure 5.10). Cette technique d'intégration originale distingue la méthode que nous avons développée de celle proposée par Massonnat [1999] et Leflon [2005]. La topographie ainsi estimée correspond à la solution respectant au mieux le taux de variation $\partial B/\partial t$, passant par les intervalles autorisés et étant la plus lisse possible.

Variations verticales de la bathymétrie : intégration de $\partial B/\partial t$

Intégrer avec l'interpolateur la dérivée $\partial B/\partial t$ revient à estimer une variable scalaire B en lui imposant un gradient vertical (donc temporel dans l'espace chronostratigraphique). Notons $\psi = \partial B/\partial t$ la valeur de la dérivée telle qu'elle a été calculée à partir des taux d'accommodation et de sédimentation, et Ω l'ensemble des cellules α pour lesquelles la variable ψ est définie. La contrainte d'intégration peut ainsi s'écrire :

$$\forall \alpha \in \Omega, \quad \frac{\partial B}{\partial t}(\alpha) = \psi(\alpha). \quad (5.22)$$

L'équation (5.22) est linéarisable et devient dans un schéma décentré à gauche en différences finies, selon les notations précédemment adoptées (Figure 5.7) :

$$\frac{B(\alpha_{i,j,k+1}) - B(\alpha_{i,j,k})}{\Delta t} = \psi(\alpha). \quad (5.23)$$

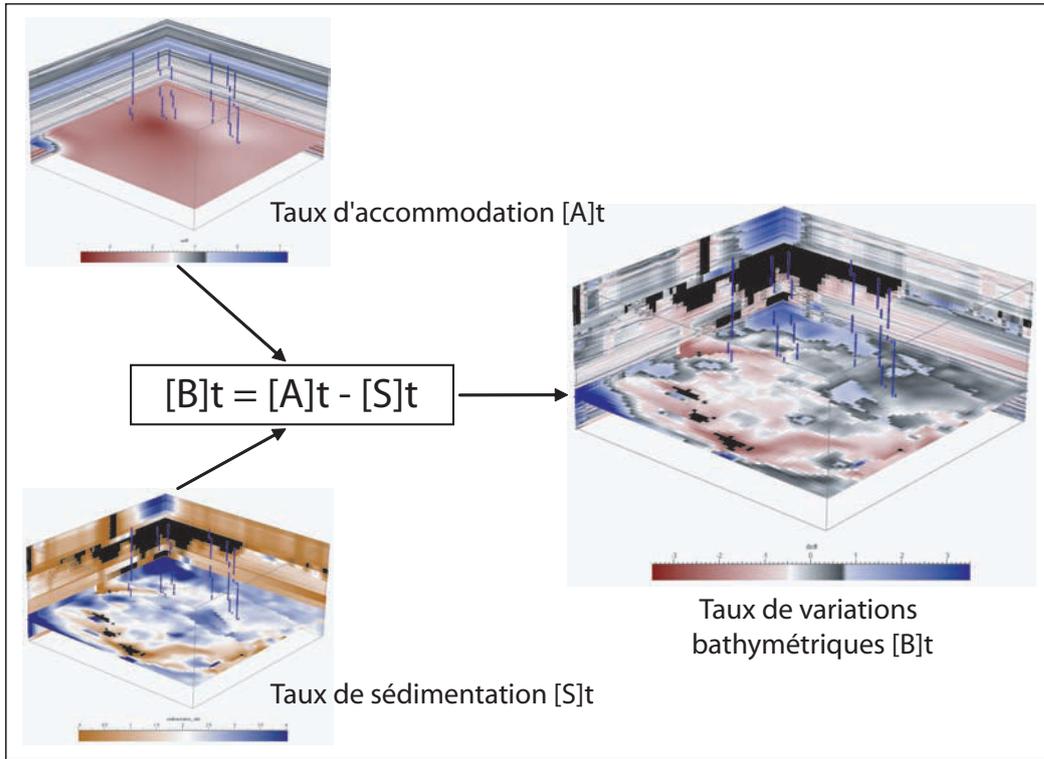


Fig. 5.9: Calcul du taux de variations bathymétriques à partir du taux d'accommodation et de sédimentation. Les zones noires correspondent aux points de l'espace chronostratigraphique pour lequel il n'y a pas d'enregistrement sédimentaire : ces hiatus sont dus à l'érosion ou à une lacune sédimentaire. Données Total.

En généralisant l'expression (5.23) à une variable vectorielle à n composantes, il vient la contrainte souple $c_{vg} \in \mathcal{C}^\infty$ suivante :

$$\{c_{vg} \in \mathcal{C}^\infty\} : B(\alpha_{i,j,k+1}) - B(\alpha_{i,j,k}) \simeq \Delta t \cdot \psi(\alpha) \Leftrightarrow \sum_{\beta \in \Omega} A_{c_{vg}}(\beta) \cdot B(\beta) = b_{c_{vg}}, \quad (5.24)$$

avec :

$$A_{c_{vg}}(\beta) = \begin{cases} 1 & \text{si } \beta = \alpha_{i,j,k+1} \\ -1 & \text{si } \beta = \alpha_{i,j,k} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases}$$

$$b_{c_{vg}} = \Delta t \cdot \psi(\alpha).$$

Conditionnement aux puits : contrôle physiographique

À partir des règles de contrôle physiographique des faciès (Chapitre 3), des intervalles de bathymétrie ou de pente possible pour chaque faciès, sont disponibles. Afin que la topographie estimée respecte les observations de puits, elle doit être conditionnée et respecter les intervalles possibles pour ces attributs physiographiques en accord avec les logs de faciès disponibles (Figure 5.10). Pour chaque nœud α^* de Ω où les faciès sont

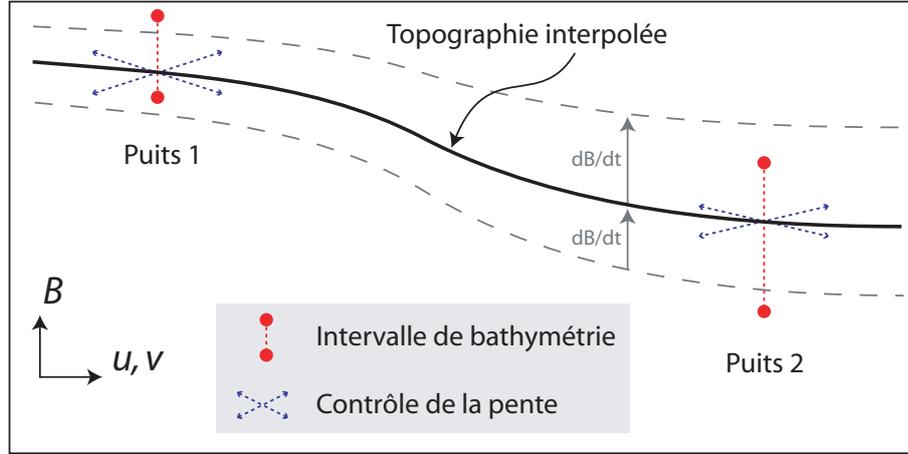


Fig. 5.10: Représentation dans l'espace de dépôt de l'estimation de la paléotopographie par intégration de la dérivée $\partial B/\partial t$ conditionnée par les intervalles de bathymétrie et de pente au niveau des puits.

échantillonnés, deux contraintes sont disponibles : ce sont le contrôle de la bathymétrie et le contrôle de la pente de la surface de dépôt.

Contrôle bathymétrique. Pour chaque point α^* d'observation des faciès, le contrôle bathymétrique impose que la topographie B soit comprise dans l'intervalle de bathymétrie autorisé par le faciès observé. Il en résulte deux contraintes, identiques à (5.3) et (5.4), mais développées pour les grilles structurées.

Contrôle de la pente. De la même manière, la pente de la surface de dépôt peut être utilisée pour mieux décrire les occurrences de faciès. Le cas échéant, en chaque point α^* où les faciès sont échantillonnés, la pente de la surface topographique interpolée doit localement appartenir aux intervalles de pente possible :

$$\begin{cases} p_{min}(\alpha^*) < \frac{\partial B(\alpha^*)}{\partial u} < p_{max}(\alpha^*), \\ p_{min}(\alpha^*) < \frac{\partial B(\alpha^*)}{\partial v} < p_{max}(\alpha^*), \end{cases} \quad (5.25)$$

où p_{min} et p_{max} représentent les valeurs de pente minimales et maximales autorisées. Par défaut, le voisinage retenu pour la linéarisation de la dérivée de B par rapport aux variables d'espace (u, v) est constitué d'un niveau de nœuds (Figure 5.7). En utilisant le même schéma de linéarisation que (5.17) et dans le cas d'une grille cartésienne, on obtient les expressions suivantes :

$$p_{min}(\alpha_{i,j,k}^*) < \frac{B(\alpha_{i+1,j,k}^*) - B(\alpha_{i-1,j,k}^*)}{2\Delta i} < p_{max}(\alpha_{i,j,k}^*) \quad (5.26)$$

et

$$p_{min}(\alpha_{i,j,k}^*) < \frac{B(\alpha_{i,j+1,k}^*) - B(\alpha_{i,j-1,k}^*)}{2\Delta j} < p_{max}(\alpha_{i,j,k}^*) \quad (5.27)$$

où Δu et Δv représentent la taille d'une cellule dans les directions i et j , respectivement. Ces deux équations donnent alors lieu à quatre contraintes DSI : c_{sim} , c_{siM} , c_{sjm} et $c_{sjM} \in \mathcal{C}^>$. On ne détaille que les coefficients pour les composantes c_{sim} et c_{siM} dans la direction i , ceux de la direction j étant directement transposables. La contrainte c_{sim} s'écrit :

$$\begin{aligned} \{c_{sim} \in \mathcal{C}^>\} : B(\alpha_{i-1,j,k}^*) - B(\alpha_{i+1,j,k}^*) &> 2\Delta i \cdot p_{min}(\alpha_{i,j,k}^*) \\ \Leftrightarrow \sum_{\beta \in \Omega} A_{c_{sim}}(\beta) \cdot B(\beta) &> b_{c_{sim}}, \end{aligned} \quad (5.28)$$

avec :

$$\left| \begin{aligned} A_{c_{sim}}^v(\beta) &= \begin{cases} 1 & \text{si } \beta = \alpha_{i-1,j,k}^* \\ -1 & \text{si } \beta = \alpha_{i+1,j,k}^* \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \\ b_{c_{sim}} &= 2\Delta i \cdot p_{min}(\alpha_{i,j,k}^*). \end{aligned} \right.$$

De la même manière, la contrainte c_{siM} s'écrit :

$$\begin{aligned} \{c_{siM} \in \mathcal{C}^>\} : B(\alpha_{i+1,j,k}^*) - B(\alpha_{i-1,j,k}^*) &> -2\Delta i \cdot p_{max}(\alpha_{i,j,k}^*) \\ \Leftrightarrow \sum_{\beta \in \Omega} A_{c_{siM}}(\beta) \cdot B(\beta) &> b_{c_{siM}}, \end{aligned} \quad (5.29)$$

avec :

$$\left| \begin{aligned} A_{c_{siM}}(\beta) &= \begin{cases} 1 & \text{si } \beta = \alpha_{i+1,j,k}^* \\ -1 & \text{si } \beta = \alpha_{i-1,j,k}^* \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \\ b_{c_{siM}} &= -2\Delta i \cdot p_{max}(\alpha_{i,j,k}^*). \end{aligned} \right.$$

Contrainte de lissage

Le caractère lisse de la topographie obtenue est contrôlé par la rugosité de DSI (gradient constant) dont on peut à nouveau spécifier la contribution de la composante verticale et de la composante latérale. Dans le cadre d'une grille chronostratigraphique, la composante verticale est temporelle.

Contrainte d'érosion ou de hiatus sédimentaire

Les zones d'érosion ou de hiatus peuvent *a priori* être repérées puisqu'elles correspondent dans la grille chronostratigraphique à l'ensemble des cellules pour lesquelles aucun taux de sédimentation n'a été enregistré et donc ne peut être fourni par le modèle GeoChron. La définition de faciès d'érosion et de hiatus dans les règles de contrôle physiographique des faciès, permet de prendre en compte ces informations de non-dépôt ou d'érosion. Ces faciès particuliers définissent en effet les valeurs extrêmes de topographie du système sédimentaire : la borne inférieure de l'intervalle d'érosion est la limite supérieure du faciès le plus proximal et la borne supérieure de l'intervalle de non-dépôt correspond à la limite inférieure du faciès le plus distal (Figure 5.11).

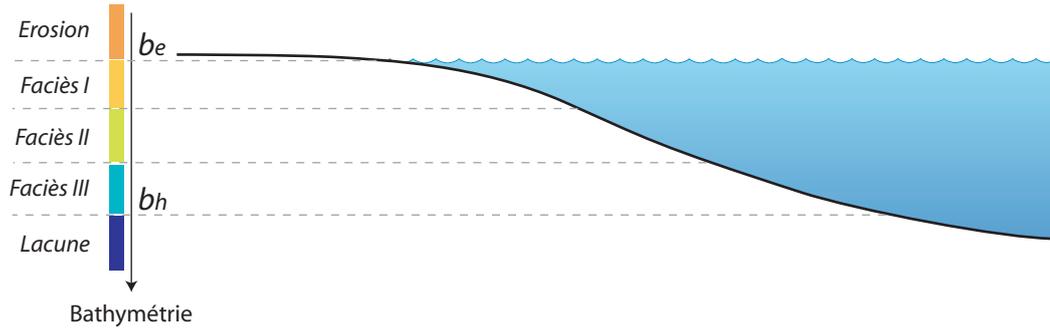


Fig. 5.11: Topographie, érosion et hiatus sédimentaire. La limite d'érosion correspond généralement au niveau marin, e.g. $b_e = 0$. La limite de sédimentation, à partir de laquelle il y a hiatus sédimentaire, est située à la profondeur b_h .

Cette observation conduit à deux contraintes d'inégalités. Notons $\overline{\Omega}$ l'ensemble des nœuds pour lesquels aucun taux de sédimentation n'a été enregistré. On distingue parmi eux le sous-ensemble $\overline{\Omega}_e$ des cellules en contexte érosif, et $\overline{\Omega}_h$ celui des cellules correspondant à une lacune de sédimentation. Cette distinction est pratiquement effectuée en individualisant deux régions dans la grille chronostratigraphique. Avec ces notations, il découle les inégalités suivantes :

$$\forall \alpha \in \overline{\Omega}_e, \quad B(\alpha) > b_e, \quad (5.30)$$

et

$$\forall \alpha \in \overline{\Omega}_h, \quad B(\alpha) < b_h, \quad (5.31)$$

où b_e est la valeur de bathymétrie à partir de laquelle il y a érosion, et b_h celle à partir de laquelle il n'y a plus de sédimentation (Figure 5.11). Ces valeurs sont définies par les règles de contrôle physiographique des faciès (Chapitre 3). L'expression (5.30) donne directement la contrainte $c_e \in \mathcal{C}^>$ définie comme :

$$\{c_e \in \mathcal{C}^>\} : B(\alpha) > b_e \Leftrightarrow \sum_{\beta \in \overline{\Omega}_e} A_{c_e}(\beta) \cdot B(\beta) > b_{c_e}, \quad (5.32)$$

avec :

$$\left| \begin{array}{l} A_{c_e}(\beta) = \begin{cases} 1 & \text{si } \beta = \alpha \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \\ b_{c_e} = b_e. \end{array} \right.$$

L'équation (5.31) se traduit en la contrainte $c_h \in \mathcal{C}^>$ suivante :

$$\{c_h \in \mathcal{C}^>\} : B(\alpha) < b_h \Leftrightarrow \sum_{\beta \in \overline{\Omega}_h} A_{c_h}(\beta) \cdot B(\beta) > b_{c_h}, \quad (5.33)$$

avec :

$$\left| \begin{array}{l} A_{c_h}(\beta) = \begin{cases} -1 & \text{si } \beta = \alpha \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \\ b_{c_h} = -b_h. \end{array} \right.$$

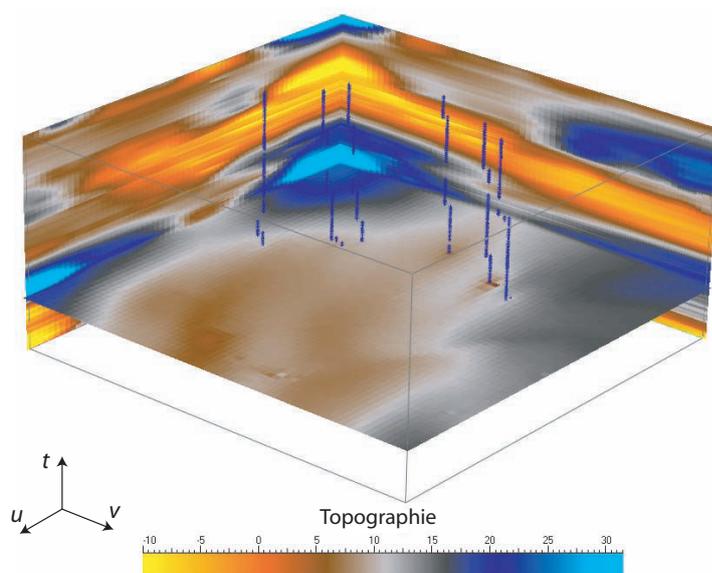


Fig. 5.12: Interpolation de la topographie dans l'espace chronostratigraphique. Ce modèle de topographie est contraint par les données de puits et l'enregistrement stratigraphique des variations de bathymétrie. Données Total.

Conclusions

L'ensemble des contraintes décrites ci-dessus permet d'obtenir un cube de bathymétrie, qui honore les observations de puits et l'enregistrement stratigraphique. Bien que la contrainte de rugosité de DSI ait, dans ce contexte de grille chronostratigraphique, une contribution verticale quasiment nulle, les bathymétries obtenues par interpolation ont des variations verticales relativement lisses dans la mesure où elles sont homogènes avec le signal stratigraphique (Figure 5.12).

Le cube de bathymétrie obtenu dans ce cas est unique. Il correspond au modèle topographique le plus lisse, intégrant au mieux les données de puits et les concepts de stratigraphie, au sens des moindres carrés. Un contrôle de la qualité de l'interpolation effectuée peut être mené grâce à une analyse de sensibilité des différents paramètres et contraintes de l'interpolation, identifiant ainsi les éléments ayant le plus d'impact sur l'incertitude du modèle [Gerland *et al.*, 2007].

5.3.3 Profil topographique et probabilités de faciès

À partir des règles de contrôle physiographique des faciès et puisque la topographie est connue en tout point de l'espace chronostratigraphique, des probabilités d'occurrence pour chaque faciès peuvent être déduites (voir Chapitre 3). Si la règle implique la pente de la surface de dépôt, une étape préliminaire de calcul de cette pente à partir de la topographie est nécessaire. La propriété de probabilité obtenue est une fonction vectorielle dont chaque composante représente la probabilité d'occurrence d'un faciès donné (Figure 5.13).

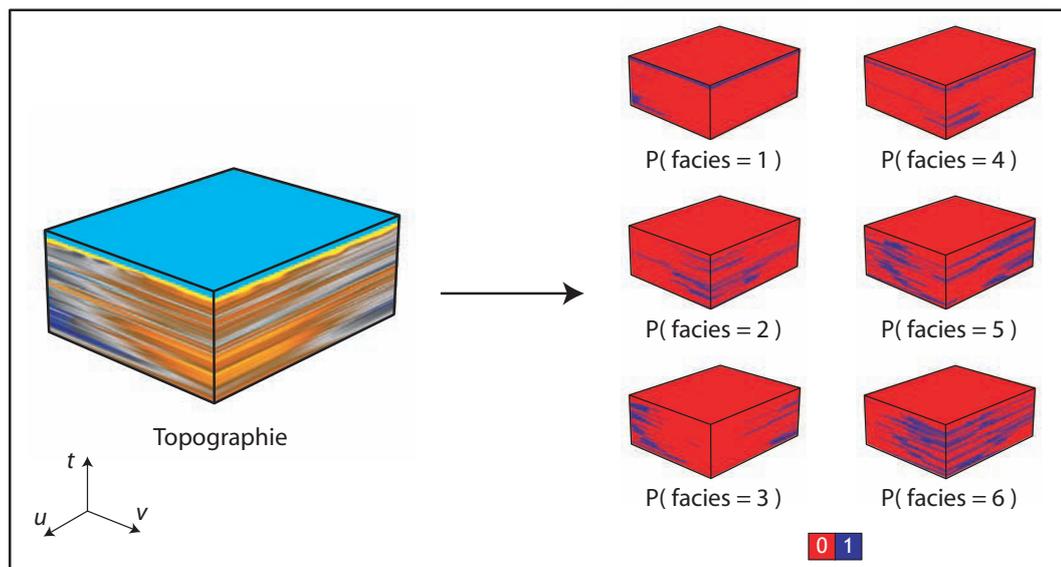


Fig. 5.13: De la topographie aux probabilités de faciès : application des règles de contrôle physio-graphique des faciès.

5.4 Conclusions

Les probabilités de faciès obtenues peuvent être directement utilisées pour simuler par méthode géostatistique un ensemble de distributions spatiales de faciès équiprobables. Ces réalisations générées dans l'espace chronostratigraphique sont ensuite transférées dans l'espace géologique, (1) grâce aux travaux de Frank [2006] si la grille dans l'espace géologique est tétraédrique, (2) sinon grâce à une fonction de transfert développée dans ces travaux s'il s'agit d'une grille stratigraphique (voir Chapitre 2).

Les probabilités de faciès peuvent également être combinées à d'autres fonctions de probabilité intégrant d'autres phénomènes géologiques, afin de mieux appréhender et décrire la complexité des systèmes sédimentaires.

5.4.1 Avantages de la méthode proposée

Les probabilités de faciès ainsi générées et les réalisations stochastiques de faciès qui en découlent, sont estimées en intégrant à la fois des données de puits et de sismique, des corrélations stratigraphiques implicitement contenues dans le modèle GeoChron, des principes de stratigraphie génétique avec le contrôle de la migration latérale des corps sédimentaires et des règles sédimentologiques de répartition des faciès au sein d'un paysage sédimentaire. La prise en compte de l'ensemble de ces données et connaissances permet de réduire l'incertitude du modèle généré et d'être géologiquement réaliste.

L'architecture stratigraphique telle qu'elle est observée en stratigraphie sismique (stratigraphie séquentielle de troisième ordre) est honorée et les limites de séquences sont respectées. Les apports de la stratigraphie haute résolution permettent de reproduire des

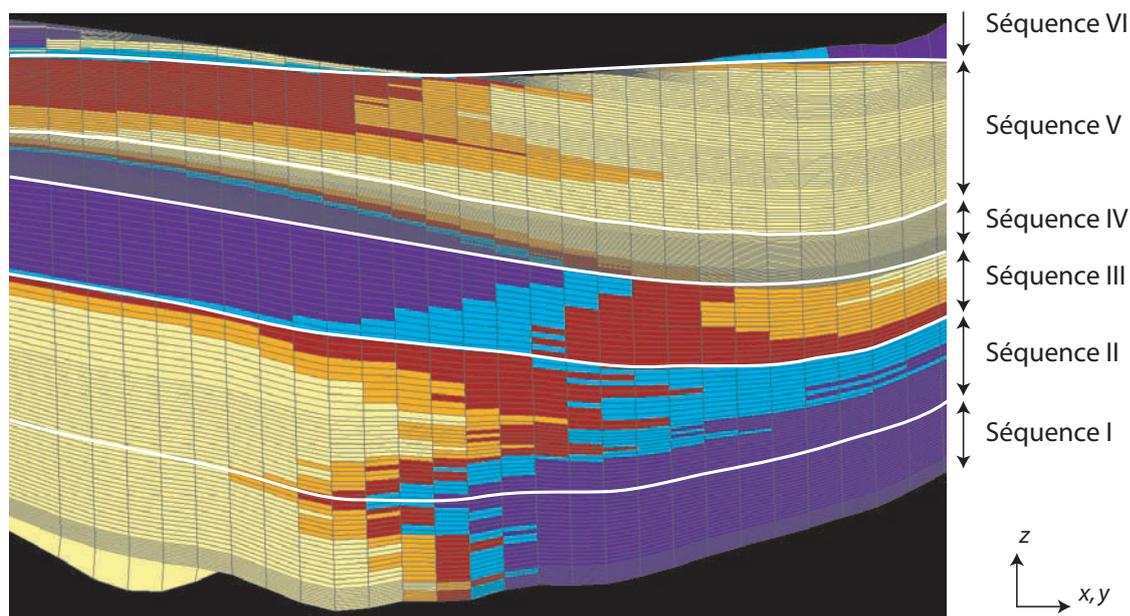


Fig. 5.14: Coupe verticale dans une grille stratigraphique peinte avec le modèle de faciès le plus probable généré à partir des probabilités calculées : les cycles transgressifs et régressifs sont respectés, et les séquences identifiables. Données Total.

cycles transgressifs et régressifs au sein des séquences d'ordre III, en cohérence avec les interprétations génétiques sur les puits (Figure 5.14).

La faculté à reproduire de telles architectures sédimentaires est certes possible avec des modèles génétiques. Un avantage de la solution proposée dans ce travail, est de prendre en compte directement dans le processus de modélisation, les données sismiques, via la définition du modèle GeoChron, et diagraphiques, via le conditionnement des interpolations DSI. Ainsi, les probabilités de faciès calculées sont cohérentes avec les observations de puits, et les réalisations qui en découlent également (Figure 5.15).

5.4.2 Originalité par rapport aux solutions existantes

La méthodologie présentée dans ce chapitre est proche de celle employée par le modèle NEPTUNE développé par la compagnie TOTAL [Massonnat, 1999; Pernarcic *et al.*, 2002; Leflon, 2005]. Si l'idée d'intégrer le concept d'accommodation est en partie fondatrice de ces travaux, la méthode que nous proposons est toutefois sensiblement différente :

1. Les règles sédimentologiques sur lesquelles s'appuient notre modèle étendent les relations déterministes entre faciès et bathymétrie qu'utilise NEPTUNE (voir Chapitre 3 et Leflon [2005]).
2. Notre modèle suppose que les corrélations stratigraphiques haute résolution sont une donnée d'entrée, disponible grâce au modèle GeoChron. Cela implique que l'architecture interne d'une séquence de troisième ordre peut être contrainte (concept de rapport A/S) et que le taux de sédimentation est partout estimable.

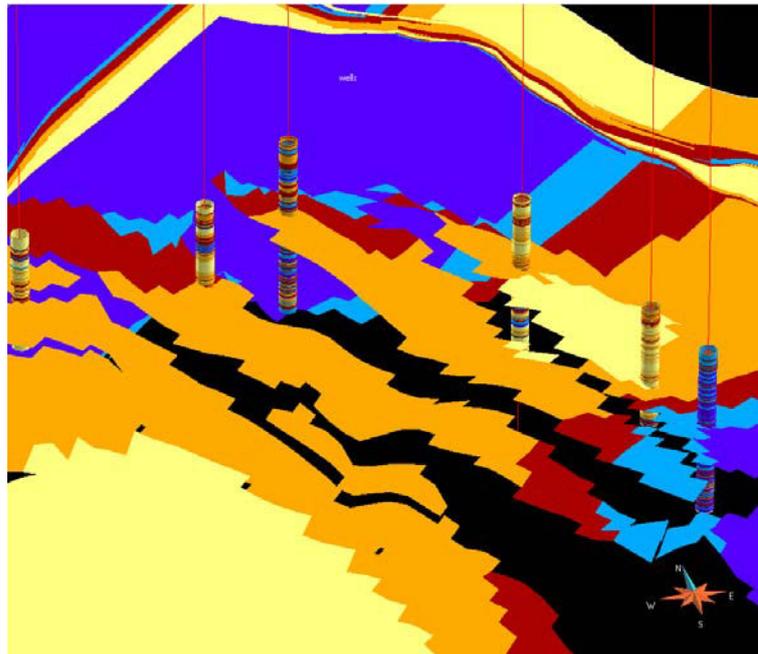


Fig. 5.15: Surface isochrone de la grille stratigraphique dans laquelle a été peint un modèle de faciès généré à partir des probabilités calculées : les données de puits et le modèle structural sont respectés. Données Total.

3. Leflon [2005] utilise des méthodes géostatistiques pour estimer le taux d'accommodation et le taux de sédimentation. Nous préférons utiliser la méthode d'interpolation DSI qui nous permet d'intégrer des contraintes et des règles stratigraphiques complémentaires : rapport A/S, respect des zones d'érosion et de hiatus.
4. L'intégration de la dérivée $\partial B / \partial t$ requiert, dans le modèle NEPTUNE, la spécification d'une carte de bathymétrie de référence. Cette carte correspond à une condition initiale de la méthode d'intégration employée. Dans notre modèle THALASSA, l'intégration est effectuée avec l'interpolateur DSI et ne requiert pas de condition initiale mais seulement des conditions aux limites qui sont représentées par les puits.

5.4.3 Limites du modèle et perspectives

La prise en compte des failles synsédimentaires n'a pas été abordée dans ces travaux. L'impact de ces failles dans la chaîne de modélisation intervient au moment de l'interpolation du taux d'accommodation car les mouvements tectoniques sont différenciellement affectés de part et d'autre des surfaces de faille synsédimentaires. Le taux de sédimentation est censé enregistrer les effets d'une faille synsédimentaire. On peut alors supposer que les contraintes (5.14) et (5.15) sont *a priori* suffisantes pour prendre en compte un tel phénomène. Toutefois, cette hypothèse n'a pas été vérifiée et l'application du modèle THALASSA à un jeu de données portant un ensemble de failles synsédimentaires est nécessaire. Si l'enregistrement du mouvement des failles par le taux de sédimentation n'est pas suffisant, une solution alternative serait d'effectuer les interpolations du taux

d'accommodation par région. Chacune de ces régions représenterait l'image d'un bloc de faille dans l'espace chronostratigraphique.

Une piste pour améliorer la méthode proposée serait l'extension de l'ensemble de contraintes utilisées. D'autres règles stratigraphiques ou sédimentologiques peuvent certainement être encore intégrées. Par exemple, les modèles génétiques diffusifs font intervenir des processus de diffusion selon la topographie pour simuler le dépôt des sédiments [Jordan et Flemings, 1991; Kenyon et Turcotte, 1985; Rivenaes, 1992; Granjeon, 1996; Granjeon et Joseph, 1999]. Il serait possible de linéariser cette équation pour l'introduire comme une contrainte DSI utilisable dans l'interpolation 3D de la topographie.

Enfin, une limite considérable de la méthode proposée est de ne pas pouvoir estimer les incertitudes sur le modèle généré. Certes l'utilisation d'un nombre croissant de données et de connaissances géologiques permet de réduire l'incertitude du modèle, mais celle-ci n'est pas directement quantifiable. En outre, si l'interpolateur DSI présente l'avantage de pouvoir intégrer sous forme de contraintes numériques un ensemble de données et de règles stratigraphiques et sédimentologiques, la spécification du poids relatifs de chacune de ces informations par rapport aux autres a un impact qu'il est important de pouvoir quantifier. Nous avons à la fin de cette thèse engagé un projet permettant de quantifier la sensibilité des paramètres de l'interpolateur DSI et des différentes contraintes sur l'incertitude du modèle de probabilité interpolé [Gerland *et al.*, 2007].

L'étape suivante pour la prise en compte des incertitudes serait de proposer une simulation de scénarii différents pour estimer le taux d'accommodation $[A]_t$, tout en tenant compte des toutes les contraintes discutées ci-dessus.

Chapitre 6

Variations spatiales des faciès sédimentaires et distalité

Sommaire

6.1	Tendance spatiale de la variable faciès	97
6.2	Notion de fonction d'appartenance	101
6.3	Interpolation d'une variable avec tendance spatiale	105
6.4	Conclusions	112

6.1 Tendance spatiale de la variable faciès

6.1.1 Probabilité des faciès sédimentaires et distalité

La répartition spatiale des faciès peut être contrôlée par la physiographie de la surface sédimentaire (Chapitres 3 et 5). Toutefois, la bathymétrie et la pente de la surface de sédimentation sont parfois insuffisantes pour décrire complètement les hétérogénéités de faciès et leur distribution spatiale. C'est notamment le cas lorsque la distance à la source de sédiments, la distance à la côte, ou le degré d'énergie des environnements de dépôt interviennent. Deux exemples caractéristiques illustrent le besoin de définir des paramètres supplémentaires pour contrôler la répartition des faciès : (1) le cas d'une plate-forme sédimentaire sub-horizontale, et (2) le cas d'une lagune protégée par un récif (Figure 3.1). Dans ces cas de figure, la distribution spatiale des faciès sédimentaires est plus contrôlée par l'agencement latéral des assemblages de faciès que par la topographie. Les assemblages latéraux de faciès répondent à des gradients d'énergie hydrodynamique ou à de simples zonations spatiales, fonctions des apports sédimentaires. D'une manière générale, des lois de probabilité de faciès sont définissables le long d'un axe joignant deux pôles, qui sont soit des pôles de haute et basse énergies, soit des pôles paléogéographiques (Figure 6.1) (voir Chapitre 3). Estimer des probabilités de faciès sédimentaires en tenant compte de cette distribution bipolaire implique deux challenges : (1) définir les axes de

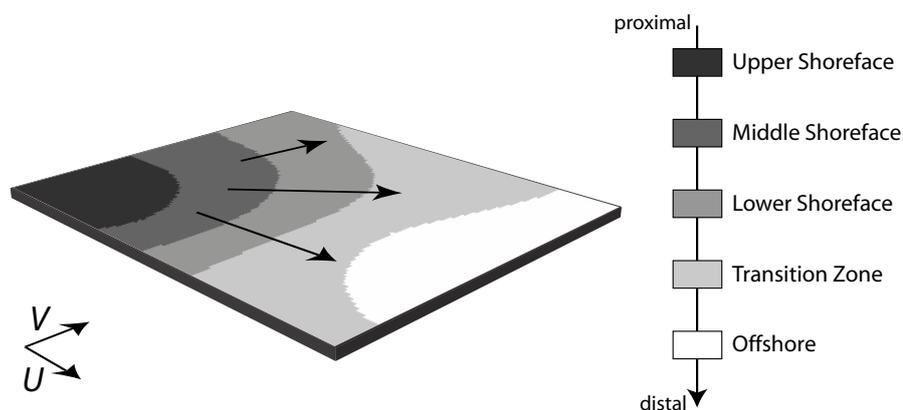


Fig. 6.1: Carte faciologique montrant une tendance dans la répartition des faciès sédimentaires. Les flèches, qui indiquent les directions des pôles proximaux et distaux, contrôlent la distribution des faciès. Modifié d'après Kedzierski *et al.* [2007c].

répartition des faciès et (2) évaluer la probabilité des faciès soumis à ces tendances latérales.

La définition des axes de répartition des faciès sédimentaires peut se faire simplement par la spécification d'une carte de proportion ou d'une carte de tendance issue d'une interprétation géologique régionale. Sous l'hypothèse que les faciès sont contrôlés par la distalité, ces axes peuvent également être définis en joignant les pôles proximaux et distaux. Cette hypothèse revient à considérer que la zonation des faciès est paléogéographique et se fait par rapport à la distance à la ligne de côte. On peut étendre cette hypothèse au cas du contrôle par l'énergie des environnements de dépôt (par exemple, une lagune), dans la mesure où les gradients d'énergie hydrodynamique sont en partie contrôlés par la distance à la ligne de côte.

Nous supposons donc que les faciès sont latéralement contrôlés par la distalité et que cette information vectorielle peut être décryptée dans l'enregistrement sédimentaire, ou fournie sous forme de cartes de tendance. Ce chapitre présente la méthodologie employée pour intégrer des informations de tendance dans l'estimation des probabilités de faciès.

6.1.2 Enregistrement stratigraphique de la distalité

La notion de partitionnement volumétrique des sédiments établit que le stockage des sédiments est plus important au niveau du pôle proximal durant les phases de transgression et au niveau du pôle distal en phase de régression (Chapitre 4). Ainsi, l'expression (4.9) qui en découle montre que les variations latérales du flux sédimentaire s'organisent le long du profil proximal-distal. Appliquer le concept de partitionnement volumétrique des sédiments conduit à la généralisation statuant que le gradient du flux sédimentaire, calculé sur une surface isochrone, indique tantôt le pôle distal, tantôt le pôle proximal. En notant \mathbf{d} le vecteur distalité et $[S]_t$ le flux sédimentaire, nous obtenons la

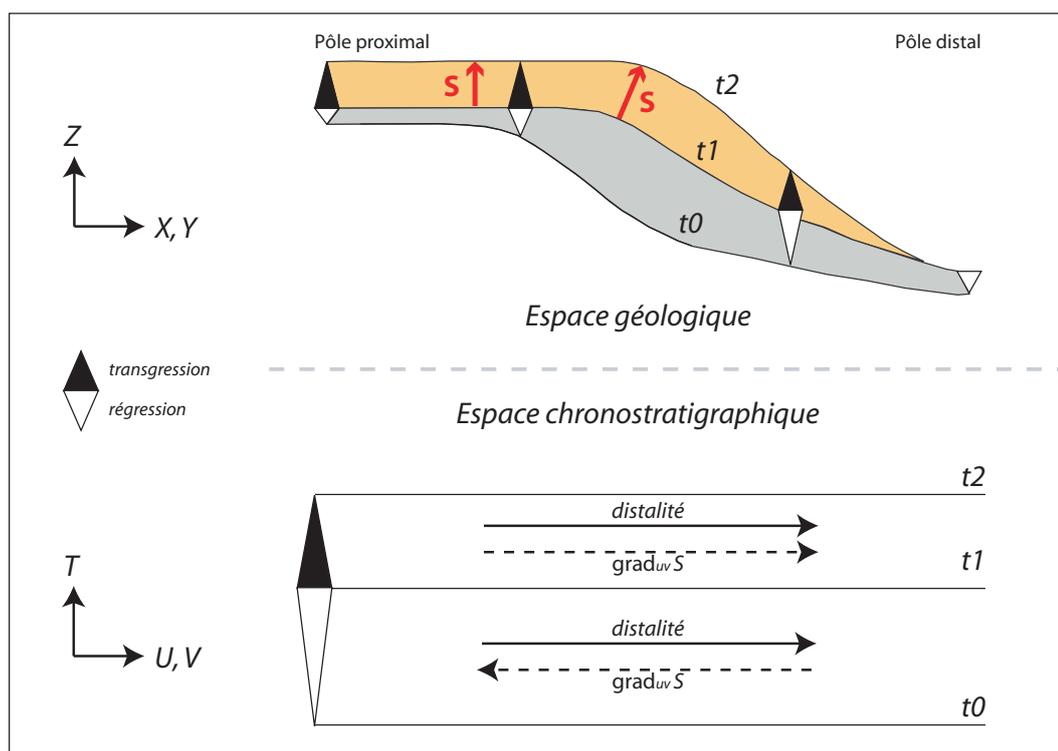


Fig. 6.2: Relation entre flux sédimentaire et distalité : le gradient latéral du flux sédimentaire est colinéaire avec le vecteur distalité et orienté dans le même sens en transgression et en sens opposé en régression.

formulation suivante :

$$\nabla_{uv}[S]_t = \lambda \cdot \mathbf{d} \quad (6.1)$$

où λ est un coefficient de colinéarité positif en cas de transgression et négatif en cas de régression, et (u, v) sont les coordonnées paléogéographiques de la surface de dépôt (Figure 6.2).

Par conséquent, si l'interprétation stratigraphique identifie les phases de transgression et celles de régression, le gradient latéral du flux sédimentaire permet de définir un champ vectoriel colinéaire à celui de la distalité. Le modèle GeoChron fournit une estimation du flux sédimentaire préservé en tout point de l'espace géologique. Nous pouvons donc calculer, en chaque position de l'espace géologique, un vecteur similaire à la distalité. En pratique, le gradient du flux sédimentaire est calculé sur une grille plus grossière afin d'obtenir une tendance plus générale de la distalité, ne prenant pas compte des variations à haute-résolution de l'épaisseur sédimentaire.

Les profils pôle proximal / pôle distal sont ainsi reconstruits et l'enjeu consiste à prendre en compte cette information vectorielle dans l'estimation des probabilités de faciès.

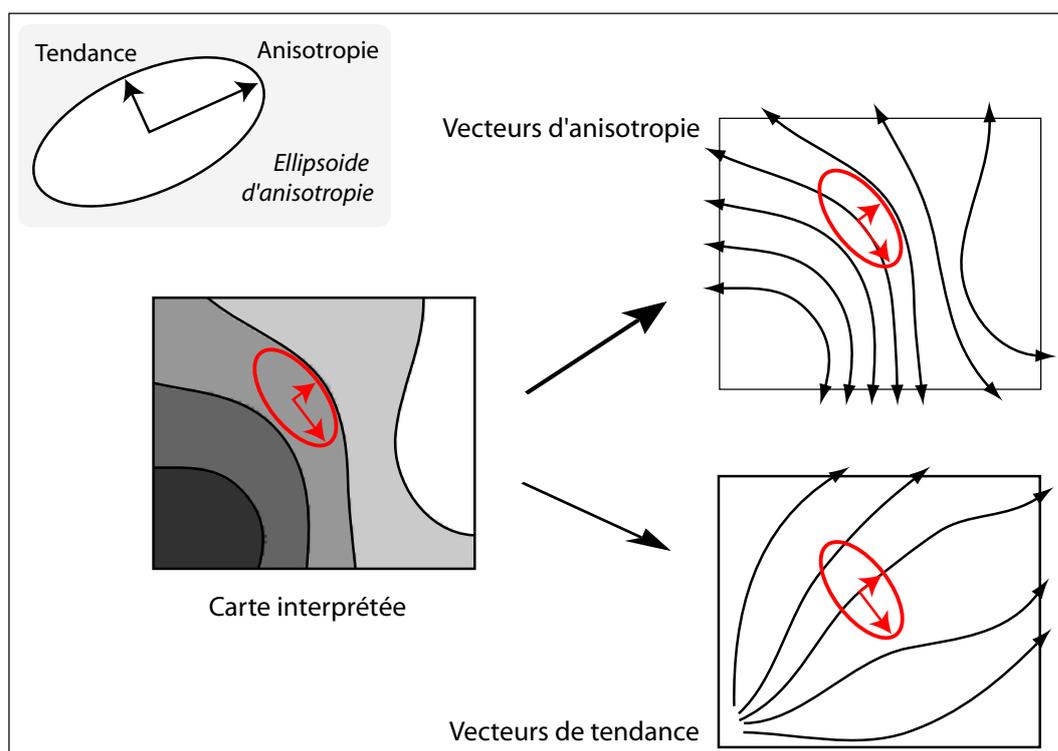


Fig. 6.3: Anisotropie ou tendance. Deux champs de vecteurs se déduisent d'une carte interprétée : les vecteurs d'anisotropie qui correspondent aux vecteurs principaux d'anisotropie et les vecteurs de tendance qui correspondent aux vecteurs d'anisotropie secondaire. Modifié d'après [Kedzierski *et al.*, 2007c].

6.1.3 Tendence ou anisotropie

Tenir compte d'un champ vectoriel dans l'interpolation d'une variable peut se faire via l'introduction d'anisotropies ou de tendances. Ces deux concepts sont liés et correspondent aux deux axes principaux de l'ellipsoïde d'anisotropie : l'anisotropie proprement dite est l'axe principal d'anisotropie tandis que la tendance correspond à l'axe d'anisotropie secondaire (Figure 6.3).

Dans notre cas, les vecteurs de distalité correspondent à des vecteurs de tendance. Dans la suite de ce chapitre, le champ vectoriel décrivant une tendance sera noté \mathbf{g} , tandis que celui décrivant une anisotropie sera noté $\bar{\mathbf{g}}$.

6.1.4 Conclusions

La combinaison de la stratigraphie génétique avec l'enregistrement du flux sédimentaire par le modèle GeoChron permet de définir un champ vectoriel définissant une tendance de variations faciologiques. L'idée présentée dans ce chapitre est d'interpoler, dans l'espace chronostratigraphique, les probabilités de chaque faciès en tenant compte de cette tendance. La suite de ce chapitre s'organise autour de deux axes. Dans un premier temps, les notions de fonction d'appartenance et de tendance de probabilité sont définies. Les

contraintes, qui ont été développées au cours de cette thèse afin de prendre en compte de telles non-stationnarités dans les interpolations numériques, sont ensuite présentées.

Remarque. Le champ vectoriel utilisé pour contraindre l'interpolation du vecteur de probabilité peut provenir du flux sédimentaire et du partitionnement volumétrique des sédiments. Il peut également provenir de cartes de tendance ou de cartes faciologiques interprétées, fournies par le géologue.

6.2 Notion de fonction d'appartenance

6.2.1 Définition

Considérons une grille constituée d'un ensemble Ω de nœuds α , que l'on peut diviser en p catégories géologiques (ou faciès) formant une partition $\mathcal{F} = \{F^1, \dots, F^v, \dots, F^p\}$, telle que :

$$\begin{aligned} \bigcup_{i=1}^p F^i &= \Omega, \\ F^i \cap F^j &= \emptyset, \quad \forall i \neq j. \end{aligned} \quad (6.2)$$

En association à cette partition \mathcal{F} , la variable catégorique f permet d'identifier chacun des faciès dans la grille en associant, à chacun de ses nœuds, une des p valeurs possibles $\{f_1, \dots, f_v, \dots, f_p\}$:

$$\forall \alpha \in \Omega \quad \xrightarrow{f} \quad f(\alpha) = f_v \quad \text{si} \quad (\alpha \in F^v). \quad (6.3)$$

La fonction d'appartenance (*membership function*) de la partition \mathcal{F} est la fonction vectorielle φ qui associe, à chaque nœud de la grille, la probabilité d'occurrence de chacune des composantes de la variable catégorique f [Mallet et Shtuka, 1997; Mallet, 2002] (Figure 6.4). Ainsi, pour chaque nœud $\alpha \in \Omega$, les p composantes φ^v du vecteur $\varphi(\alpha)$ définissent la probabilité que le nœud α appartienne à la catégorie F^v :

$$\forall \alpha \in \Omega \quad \xrightarrow{\varphi} \quad \varphi(\alpha) = \begin{bmatrix} \varphi^1(\alpha) \\ \vdots \\ \varphi^v(\alpha) \\ \vdots \\ \varphi^p(\alpha) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathcal{P}(\alpha \in F^1) \\ \vdots \\ \mathcal{P}(\alpha \in F^v) \\ \vdots \\ \mathcal{P}(\alpha \in F^p) \end{bmatrix}. \quad (6.4)$$

Si l'on considère une partition de Ω en p faciès, la fonction d'appartenance φ est donc une application de Ω vers $[0, 1]^p$.

6.2.2 Contrainte intrinsèque de probabilité

Considérons le sous-ensemble $\mathcal{H} \subset \Omega$ des k nœuds sur lesquels des observations sont disponibles, par exemple des puits ou des échantillons. La fonction d'appartenance φ est

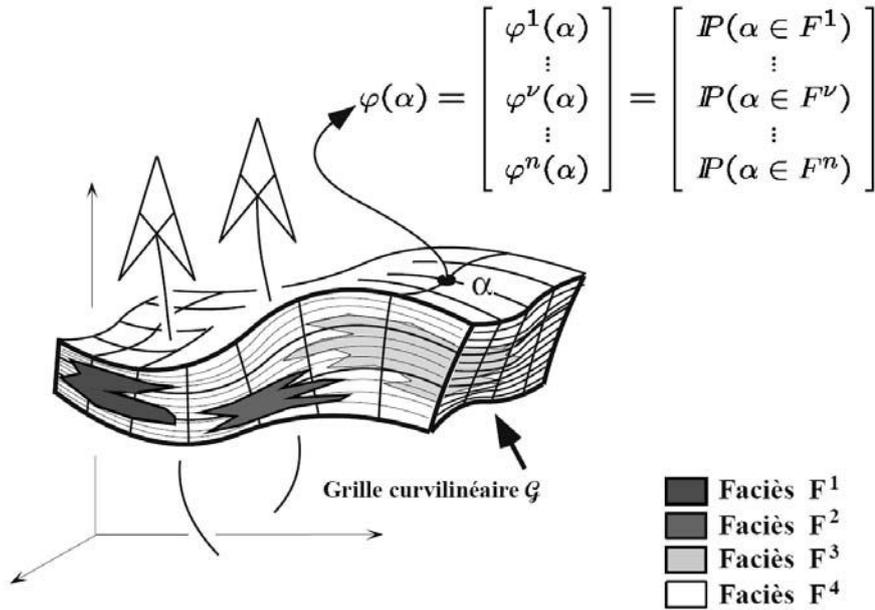


Fig. 6.4: Définition sur une grille stratigraphique d'une fonction d'appartenance à quatre catégories ou faciès. D'après Labat [2004], modifié de Mallet [2002].

connue en chaque nœud $\{\alpha_i, i = 1, \dots, k\}$ de \mathcal{K} : elle est égale à 1 pour la catégorie observée et vaut 0 pour les autres catégories, ou alors elle honore les proportions des catégories si les données d'entrée sont à plus haute résolution que la grille et ont dû être mises à l'échelle (*upscaling*). En chacun des autres nœuds α , les valeurs de la fonction d'appartenance φ doivent être estimées en satisfaisant les contraintes suivantes :

- $\varphi(\alpha)$ doit être égal aux probabilités $\varphi(\alpha_i)$ des catégories observées aux points d'échantillonnage α_i , autrement dit : $\forall \alpha_i, \varphi(\alpha) \equiv \varphi(\alpha_i)$
- $\varphi(\alpha)$ doit être un vecteur de probabilité, c'est-à-dire (1) chacune de ses composantes appartient à l'intervalle $[0, 1]$, et (2) la somme des composantes de la fonction d'appartenance est égale à 1.

Par la suite, le premier item sera appelé contrainte d'observation, et le second, contrainte intrinsèque de probabilité. La contrainte d'observation se traduit en terme de contrainte DSI par des nœuds de contrôle de la propriété interpolée (*fuzzy property control node*) présentés par Mallet [2002]. La contrainte intrinsèque de probabilité s'écrit encore [Mallet, 2002] :

$$\forall \alpha \in \Omega, \forall \nu \in \{1, \dots, p\}, \quad \varphi^\nu(\alpha) \in [0, 1], \quad (6.5)$$

$$\forall \alpha \in \Omega, \quad \sum_{\nu=1}^p \varphi^\nu(\alpha) = 1. \quad (6.6)$$

Les expressions (6.5) et (6.6) donnent lieu à trois contraintes DSI, $c_0 \in \mathcal{C}^>$, $c_1 \in \mathcal{C}^>$, et $c_\Sigma \in \mathcal{C}^=$. La contrainte $c_0 \in \mathcal{C}^>$ assure que chaque composante du vecteur de probabilité

est positif :

$$\{c_0 \in \mathcal{C}^>\} : \varphi^v(\alpha) \geq 0 \Leftrightarrow \sum_{\beta \in \Omega} \sum_{\eta=1}^p A_{c_0}^\eta(\beta) \cdot \varphi^\eta(\beta) \geq b_{c_0}, \quad (6.7)$$

avec :

$$\left| \begin{array}{l} A_{c_0}^\eta(\beta) = \begin{cases} 1 & \text{si } \beta = \alpha \text{ et } \eta = v \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \\ b_{c_0} = 0. \end{array} \right.$$

La contrainte $c_1 \in \mathcal{C}^>$ impose à chaque composante du vecteur de probabilité d'être inférieure à 1 :

$$\{c_1 \in \mathcal{C}^>\} : \varphi^v(\alpha) \leq 1 \Leftrightarrow \sum_{\beta \in \Omega} \sum_{\eta=1}^p A_{c_1}^\eta(\beta) \cdot \varphi^\eta(\beta) \geq b_{c_1}, \quad (6.8)$$

avec :

$$\left| \begin{array}{l} A_{c_1}^\eta(\beta) = \begin{cases} -1 & \text{si } \beta = \alpha \text{ et } \eta = v \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \\ b_{c_1} = -1. \end{array} \right.$$

La contrainte $c_\Sigma \in \mathcal{C}^=$ assure que la somme des composantes de la propriété vectorielle φ est 1 :

$$\{c_\Sigma \in \mathcal{C}^=\} : \sum_{v=1}^p \varphi^v(\alpha) = 1 \Leftrightarrow \sum_{\beta \in \Omega} \sum_{\eta=1}^p A_{c_\Sigma}^\eta(\beta) \cdot \varphi^\eta(\beta) = b_{c_\Sigma}, \quad (6.9)$$

avec :

$$\left| \begin{array}{l} A_{c_\Sigma}^\eta(\beta) = \begin{cases} 1 & \text{si } \beta = \alpha \text{ et } \eta = v \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \\ b_{c_\Sigma} = 1. \end{array} \right.$$

Nous avons développé et intégré dans la version matricielle de DSI ces trois contraintes proposées par [Mallet, 2002, p. 540] et auparavant mises en œuvre par Labat [2004] dans la version itérative de l'interpolateur DSI. En outre, les contraintes c_0 et c_1 ont été développées en utilisant la contrainte d'intervalle proposée par Tertois [2007].

6.2.3 Vecteur de probabilités et tendance

Notre objectif est d'interpoler les probabilités d'apparition de faciès en tenant compte d'une information de tendance, fournie sous forme d'un champ vectoriel. Si la notion de tendance est clairement définie pour une variable scalaire, son application à une variable vectorielle mérite d'être discutée. Considérons le vecteur de probabilité caractérisant l'occurrence de plusieurs faciès dont la répartition est principalement contrôlée par la distalité. La probabilité de chaque faciès peut être visualisée en fonction de la distalité, définissant ainsi une loi de probabilité (Figure 6.5). À partir de cette loi de probabilité, il apparaît que :

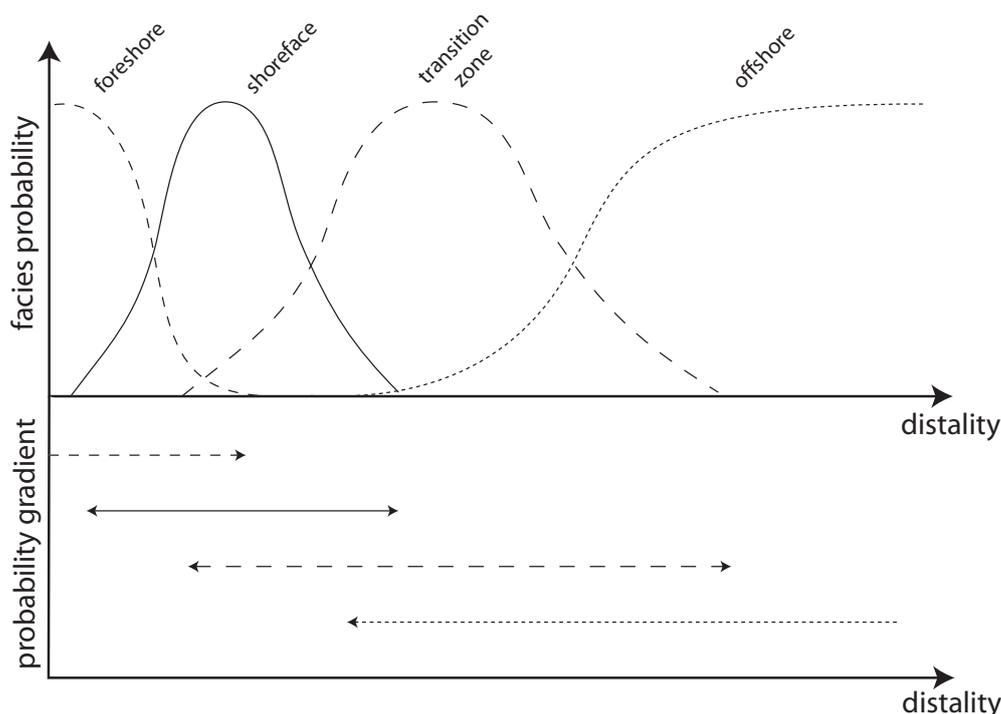


Fig. 6.5: Tendence d'un vecteur de probabilité : lorsque les probabilités de faciès se répartissent le long des vecteurs de tendance, le gradient de probabilité des faciès extrêmes a une direction unique (monotone croissante ou décroissante) tandis que les autres faciès ont des probabilités croissantes puis décroissantes le long de cet axe. D'après Kedzierski *et al.* [2007c].

- le gradient de probabilité du faciès le plus proximal est colinéaire et orienté comme le vecteur de distalité ;
- le gradient de probabilité du faciès le plus distal est colinéaire au vecteur de distalité, mais orienté dans la direction opposée ;
- pour le gradient de probabilité des autres faciès, seule la colinéarité est remarquable, car la probabilité augmente jusqu'au mode de la distribution, puis diminue jusqu'à ce qu'elle soit nulle.

Cette observation est généralisable à tous les exemples impliquant des tendances de variables catégoriques. Elle montre également que des contraintes souples tenant compte seulement de la direction ou du sens des vecteurs de tendance sont nécessaires à l'interpolation d'un vecteur de probabilité avec tendance spatiale. Ces contraintes sont présentées dans la section suivante.

6.3 Interpolation d'une variable avec tendance spatiale

6.3.1 Stratégies et contraintes possibles

Méthodes d'estimation avec tendance spatiale. La prédiction spatiale de variables non-stationnaires est possible grâce à plusieurs techniques géostatistiques. Le point commun de ces méthodes est d'utiliser une variable secondaire pour intégrer l'information de tendance dans l'estimation. Parmi ces méthodes, les plus utilisées sont sans doute le cokrigage et le krigeage co-localisé [Xu *et al.*, 1992; Goovaerts, 1997], le krigeage avec tendance également connu sous la forme de krigeage universel [Matheron, 1969; Deutsch et Journel, 1998; Wackernagel, 1998], le krigeage avec dérive externe [Chilès et Delfiner, 1999; Wackernagel, 1998], et le krigeage après retrait de la tendance également appelé krigeage-régression [Journel et Huijbregts, 1978; Ahmed et de Marsily, 1987; Goovaerts, 1999]. Le krigeage avec tendance considère le modèle de tendance comme une fonction polynômiale des coordonnées d'espace. Le krigeage avec dérive externe suppose que la tendance est définie par une donnée secondaire. Le krigeage-régression propose d'estimer séparément la tendance et les résidus pour ensuite les sommer. Ces méthodes sont efficaces mais présentent cependant les limitations suivantes : (1) la tendance est supposée additive, (2) la variable et la tendance sont supposées être liées par une relation linéaire, (3) la variable secondaire est supposée être lisse afin d'éviter des instabilités numériques [Goovaerts, 1997], et (4) elles font appel au variogramme des résidus qui est difficilement estimable dans les cas non-stationnaires [Webster et Oliver, 2001]. En outre, dans le cas de l'estimation d'un vecteur de probabilités, ou d'indicatrices, ces méthodes nécessitent une étape de post-traitement, afin d'assurer que la contrainte intrinsèque de probabilité est satisfaite.

Nous proposons une méthode alternative, intégrant l'information de tendance spatiale sous forme de contraintes numériques linéaires que imposées à l'interpolateur DSI. De cette manière, la contrainte intrinsèque de probabilité est directement satisfaite, le variogramme des résidus ne doit pas être estimé, la variable secondaire portant l'information de tendance ne doit pas être forcément lisse et la tendance n'est pas supposée additive.

Tendance et contraintes numériques. Plusieurs stratégies permettent d'intégrer une information de tendance dans l'interpolation d'une variable φ , de façon à donner plus ou moins de poids à cette information secondaire, selon le degré de confiance accordée, sa précision, ou sa contribution dans la répartition spatiale de la variable estimée (Figure 6.6). En supposant que le champ vectoriel décrivant la tendance de la propriété estimée est défini, on peut imposer que :

- Le gradient de la variable estimée et le vecteur de contrôle sont identiques : ils ont même norme, même direction et même orientation ;
- Le gradient de la variable estimée et le champ de vecteur spécifié comme contrôlant l'interpolation sont colinéaires ;
- Le gradient de la variable interpolée est orienté dans la même direction que le champ vectoriel de contrôle ;

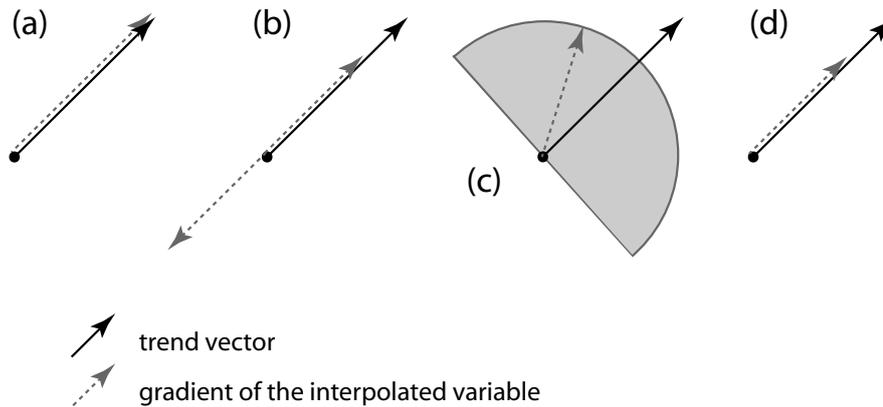


Fig. 6.6: Stratégies de contrôle de l'interpolation d'une variable non-stationnaire : (a) son gradient est égal au vecteur de contrôle, (b) son vecteur est colinéaire au vecteur de tendance, (c) son gradient et le vecteur de tendance ont la même orientation, et (d) gradient et vecteur de contrôle sont colinéaires et orientés dans la même direction. D'après [Kedzierski et al., 2007c].

- Le gradient de la variable estimée est à la fois colinéaire avec le vecteur de contrôle, mais il est également orienté dans la même direction.

D'une manière générale, le choix d'une stratégie plutôt qu'une autre réside essentiellement dans le degré de corrélation entre la variable interpolée et la donnée secondaire. Si la tendance spatiale de la variable estimée est clairement définie et quantifiée par la donnée secondaire, une contrainte assez forte spécifiant sa direction, son sens mais aussi la norme de son gradient est envisageable. Au contraire, si la tendance spatiale est mal définie, une contrainte plus lâche spécifiant seulement la direction du gradient de la variable interpolée est plus appropriée. Pour les cas intermédiaires, les contraintes de colinéarité et de direction sont disponibles.

Dans le cas particulier de l'interpolation d'une fonction d'appartenance, la notion de tendance d'un vecteur de probabilité requiert l'utilisation de contraintes plus souples, contraignant seulement la direction et/ou l'orientation du gradient de la variable φ . De ce fait, deux contraintes assurant la colinéarité et l'orientation du gradient de la variable interpolée par DSI ont été développées dans ces travaux.

6.3.2 Égalité entre gradient de probabilité et vecteur de tendance

Notons $\mathbf{g} = (g_1, \dots, g_i, \dots, g_n)$ le champ vectoriel représentant la tendance spatiale, et supposé connu en chaque position $\alpha \in \Omega$. Avec cette notation, n représente la dimension de l'espace dans lequel est plongé le modèle. L'application à l'interpolation d'un vecteur de probabilités dans l'espace chronostratigraphique, présentée dans ce chapitre, correspond au cas particulier où $n = 3$ et où l'objet, sur lequel est effectuée l'interpolation, est une grille structurée régulière.

Lorsque la tendance spatiale est précisément quantifiable, à la fois en terme de direction et de variation d'amplitude, le gradient de la variable estimée peut être directement contrôlé par le champ vectoriel \mathbf{g} . La relation qui en résulte assure que le gradient de

chaque composante scalaire de la variable vectorielle φ est égale au sens des moindres carrés au champ vectoriel imposé \mathbf{g} [Mallet, 2002, p. 187] :

$$\forall \alpha \in \Omega, \forall i \in \{1, \dots, n\}, \quad \partial_i \varphi^v(\alpha) \simeq g_i(\alpha), \quad (6.10)$$

où $\partial_i \varphi^v$ est la dérivée de la composante scalaire φ^v dans la direction i . En linéarisant la dérivée directionnelle $\partial_i \varphi^v$ à l'aide d'un schéma en différences finies centrées, l'expression (6.10) donne lieu à la contrainte $c_{fcg}^i \in \mathcal{C}^\approx$ suivante, appelée *fuzzy control gradient* :

$$\{c_{fcg} \in \mathcal{C}^\approx\} : \frac{\varphi^v(\alpha_{i+1}) - \varphi^v(\alpha_{i-1})}{2\Delta i} \simeq g_i(\alpha_i) \Leftrightarrow \sum_{\beta \in \Omega} \sum_{\eta=1}^p A_{c_{fcg}}^\eta(\beta) \cdot \varphi^\eta(\beta) \simeq b_{c_{fcg}}, \quad (6.11)$$

avec :

$$A_{c_{fcg}}^\eta(\beta) = \begin{cases} 1 & \text{si } \beta = \alpha_{i+1}, \eta = v \\ -1 & \text{si } \beta = \alpha_{i-1}, \eta = v \\ 0 & \text{sinon} \end{cases}$$

$$b_{c_{fcg}} = 2\Delta i \cdot g_i(\alpha_i).$$

Cette contrainte est également appliquée aux autres directions de l'espace, menant ainsi à un ensemble de n contraintes similaires à c_{fcg}^i . La principale limitation de cette contrainte apparaît lorsque le champ vectoriel \mathbf{g} est très incertain ou lorsque la norme de ces vecteurs de tendance est seulement qualitative. Un contrôle moins contraignant est alors nécessaire pour prendre en compte des contextes géologiques avec une connaissance floue de l'information de dérive ou de tendance.

6.3.3 Colinéarité entre gradient de probabilité et vecteur de tendance

Formulation. Contraindre le gradient $\mathbf{grad} \varphi^v$ de la composante v de la variable φ à être colinéaire avec un champ vectoriel de référence \mathbf{g} est équivalent à imposer que leur produit vectoriel est nul (Figure 6.7) :

$$\mathbf{grad} \varphi^v(\alpha) \times \mathbf{g}(\alpha) = \mathbf{0}. \quad (6.12)$$

Dans le cas d'une grille cartésienne plongée dans un espace à trois dimensions, et en adoptant la sommation tensorielle d'Einstein sur les indices j et k , l'expression (6.12) devient :

$$\varepsilon^{ijk} \partial_j \varphi^v g_k = 0, \quad (6.13)$$

où i est un indice libre identifiant chaque composante du produit vectoriel, et ε^{ijk} est le symbole de permutation (ou tenseur de Levi-Civita) défini comme :

$$\varepsilon^{ijk} = \begin{cases} 0 & \text{for } i = j, j = k \text{ or } k = i, \\ 1 & \text{for } (i, j, k) \in \{(1, 2, 3), (2, 3, 1), (3, 1, 2)\}, \\ -1 & \text{for } (i, j, k) \in \{(1, 3, 2), (3, 2, 1), (2, 1, 3)\}. \end{cases} \quad (6.14)$$

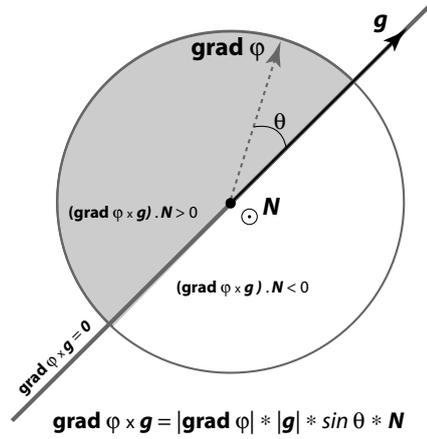


Fig. 6.7: Contrainte de colinéarité : un vecteur est colinéaire à un autre vecteur si leur produit vectoriel est nul. Le vecteur N est orienté vers le haut, et 0 est le vecteur nul. D'après [Kedzierski et al., 2007c].

Une fois que la dérivée directionnelle $\partial_j \varphi^V$ est linéarisée, l'équation (6.13) se traduit en trois équations linéaires, qui se simplifient encore comme :

$$\begin{cases} (\varphi^V(\alpha_{i,j+1,k}) - \varphi^V(\alpha_{i,j-1,k})) \cdot g_k(\alpha_{i,j,k}) - (\varphi^V(\alpha_{i,j,k+1}) - \varphi^V(\alpha_{i,j,k-1})) \cdot g_j(\alpha_{i,j,k}) = 0 \\ (\varphi^V(\alpha_{i,j,k+1}) - \varphi^V(\alpha_{i,j,k-1})) \cdot g_i(\alpha_{i,j,k}) - (\varphi^V(\alpha_{i+1,j,k}) - \varphi^V(\alpha_{i-1,j,k})) \cdot g_k(\alpha_{i,j,k}) = 0 \\ (\varphi^V(\alpha_{i+1,j,k}) - \varphi^V(\alpha_{i-1,j,k})) \cdot g_j(\alpha_{i,j,k}) - (\varphi^V(\alpha_{i,j+1,k}) - \varphi^V(\alpha_{i,j-1,k})) \cdot g_i(\alpha_{i,j,k}) = 0 \end{cases} \quad (6.15)$$

Par conséquent, appliquer cette contrainte de colinéarité conduit à trois contraintes DSI, appelées *fuzzy parallel constraints*, similaires dans leur formulation mais appliquée chacune dans une direction particulière. La composante i du produit vectoriel donne lieu à la contrainte suivante :

$$\begin{aligned} & \left\{ c_{fpg}^i \in \mathcal{C}^\approx \right\} : \\ & (\varphi^V(\alpha_{i,j+1,k}) - \varphi^V(\alpha_{i,j-1,k})) \cdot g_k(\alpha_{i,j,k}) - (\varphi^V(\alpha_{i,j,k+1}) - \varphi^V(\alpha_{i,j,k-1})) \cdot g_j(\alpha_{i,j,k}) \simeq 0 \\ & \Leftrightarrow \sum_{\beta \in \Omega} \sum_{\eta=1}^p A_{c_{fpg}^i}^\eta(\beta) \cdot \varphi^\eta(\beta) \simeq b_{c_{fpg}^i}, \end{aligned} \quad (6.16)$$

avec :

$$A_{c_{fpg}^i}^\eta(\beta) = \begin{cases} g_k(\alpha_{i,j,k}) & \text{si } \beta = \alpha_{i,j+1,k}, \eta = v \\ -g_k(\alpha_{i,j,k}) & \text{si } \beta = \alpha_{i,j-1,k}, \eta = v \\ g_j(\alpha_{i,j,k}) & \text{si } \beta = \alpha_{i,j,k+1}, \eta = v \\ -g_j(\alpha_{i,j,k}) & \text{si } \beta = \alpha_{i,j,k-1}, \eta = v \\ 0 & \text{sinon} \end{cases}$$

$$b_{c_{fpg}^i} = 0.$$

Remarque. Cette contrainte est comparable à la contrainte imposant le gradient de la variable interpolée à être orthogonal au champ d'anisotropie $\bar{\mathbf{g}}$ [Mallet, 2002; Labat,

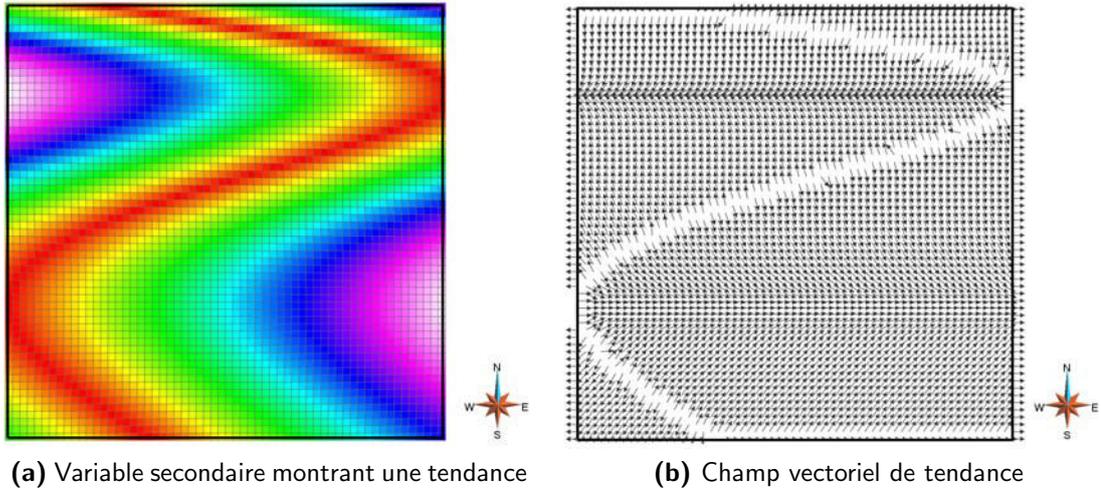


Fig. 6.8: Construction d'un champ vectoriel de tendance à partir d'une variable secondaire.

2004]. L'orthogonalité entre le gradient de la fonction interpolée et le vecteur d'anisotropie est exprimée par un produit scalaire nul :

$$\mathbf{grad} \varphi^V(\alpha) \cdot \bar{\mathbf{g}}(\alpha) = 0. \quad (6.17)$$

Les vecteurs \mathbf{g} et $\bar{\mathbf{g}}$ étant orthogonaux, les contraintes (6.15) et (6.17) sont strictement équivalentes. Toutefois, la contrainte définie par l'expression (6.15) est plus flexible puisqu'elle peut être complétée par une autre contrainte assurant que l'orientation du gradient de φ^V est identique à celle du champ vectoriel \mathbf{g} (voir section suivante).

Application. Pour illustrer les effets de cette contrainte, considérons un jeu de données synthétique bidimensionnel. À partir d'une variable secondaire ψ (taux de sédimentation, carte interprétée, etc.), le champ de vecteur \mathbf{g} est construit comme le gradient de la propriété ψ (Figure 6.8). La propriété φ est interpolée, avec comme contrainte que son gradient soit colinéaire avec les vecteurs de tendance qui sont spécifiés (Figure 6.9). La norme et l'orientation de ce gradient sont libres, ce qui offre à cette contrainte une certaine flexibilité.

6.3.4 Orienter le gradient de probabilité d'après la tendance

Formulation. Imposer que le gradient $\nabla \varphi^V$ de la variable interpolée soit de même direction que le champ vectoriel \mathbf{g} est équivalent à imposer que leur produit scalaire soit positif (Figure 6.10) :

$$\nabla \varphi^V(\alpha) \cdot \mathbf{g}(\alpha) \geq 0. \quad (6.18)$$

Dans un espace euclidien, les composantes covariantes et contravariantes d'un tenseur sont similaires. Par conséquent, si n représente la dimension de l'espace dans lequel est

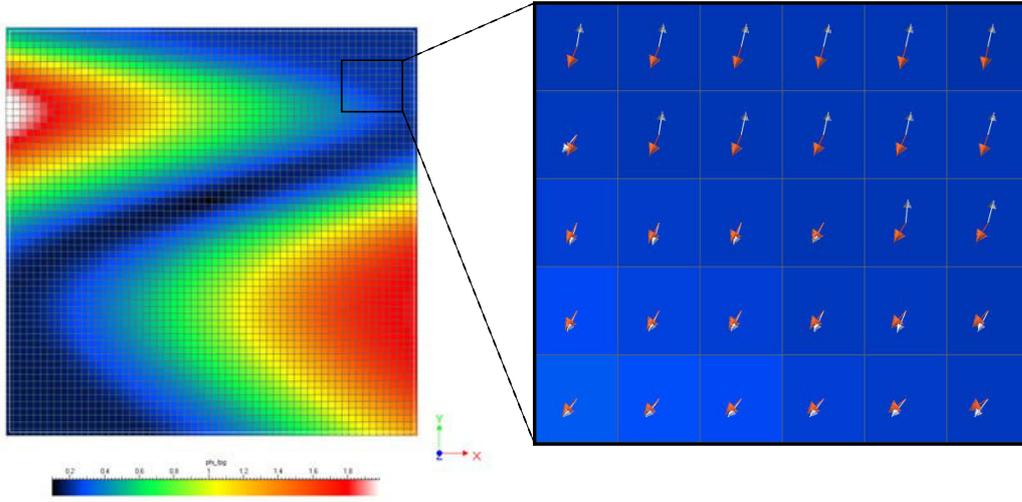


Fig. 6.9: Contrainte de colinéarité entre le gradient de la variable interpolée et un champ vectoriel de contrôle. La norme et l'orientation du gradient ne sont pas contraintes, ainsi gradient et tendance peuvent être orientés dans des directions opposées.

plongé le modèle, l'expression (6.18) s'écrit encore :

$$\sum_{i=1}^n \partial_i \varphi^v \cdot g_i \geq 0. \quad (6.19)$$

Dans notre cas, la grille chronostratigraphique est plongée dans un espace tridimensionnel, $n = 3$. L'expression (6.19) s'écrit donc encore :

$$\partial_i \varphi^v \cdot g_i + \partial_j \varphi^v \cdot g_j + \partial_k \varphi^v \cdot g_k \geq 0. \quad (6.20)$$

Il vient alors la contrainte DSI $c_{goc} \in \mathcal{C}^>$, appelée *gradient orientation constraint* et définie comme suit :

$$\{c_{goc}^i \in \mathcal{C}^>\} : \partial_i \varphi^v \cdot g_i + \partial_j \varphi^v \cdot g_j + \partial_k \varphi^v \cdot g_k \geq 0 \Leftrightarrow \sum_{\beta \in \Omega} \sum_{\eta=1}^p A_{c_{goc}}^\eta(\beta) \cdot \varphi^\eta(\beta) \geq b_{c_{goc}}, \quad (6.21)$$

avec :

$$A_{c_{goc}}^\eta(\beta) = \begin{cases} g_i(\alpha_{i,j,k}) & \text{si } \beta = \alpha_{i+1,j,k}, \eta = v \\ -g_i(\alpha_{i,j,k}) & \text{si } \beta = \alpha_{i-1,j,k}, \eta = v \\ g_j(\alpha_{i,j,k}) & \text{si } \beta = \alpha_{i,j+1,k}, \eta = v \\ -g_j(\alpha_{i,j,k}) & \text{si } \beta = \alpha_{i,j-1,k}, \eta = v \\ g_k(\alpha_{i,j,k}) & \text{si } \beta = \alpha_{i,j,k+1}, \eta = v \\ -g_k(\alpha_{i,j,k}) & \text{si } \beta = \alpha_{i,j,k-1}, \eta = v \\ 0 & \text{sinon} \end{cases}$$

$$b_{c_{goc}} = 0.$$

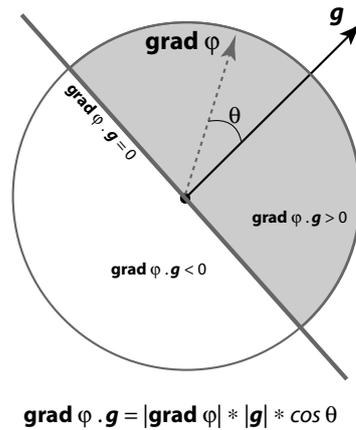


Fig. 6.10: Contrainte de direction : astreindre un vecteur à avoir la même direction qu'un autre vecteur consiste à assurer que leur produit scalaire est positif. D'après Kedzierski *et al.* [2007c].

Application. Cette contrainte peut être appliquée sur tout ou partie des champs vectoriels de la fonction φ . Car elle n'impose que la direction du gradient, la contrainte c_{goc} laisse un grand degré de liberté à la variable interpolée. Cette souplesse est particulièrement appréciable lorsque l'information de tendance est très incertaine ou difficilement estimable. Toutefois, elle n'est généralement pas suffisante dans les cas où la variable secondaire est connue en tout point de la grille. Dans ce cas, il est intéressant de combiner cette contrainte avec la contrainte de colinéarité précédente. Ainsi, à la fois la direction et l'orientation du gradient de la variable interpolée sont contraints (Figure 6.11), tout en laissant plus de liberté que la contrainte d'égalité (6.10) car ne contraignant pas la norme du gradient.

6.3.5 Discussions et perspectives

Les deux contraintes de colinéarité et d'orientation du gradient permettent d'imposer une information de tendance à l'interpolation d'une fonction d'appartenance. En effet, imposer une tendance à un vecteur de probabilité revient à contraindre la direction et l'orientation du gradient des faciès extrêmes et seulement la direction du gradient des faciès intermédiaires (Section 6.2.3). Les contraintes de colinéarité et d'orientation du gradient offrent suffisamment de souplesse pour contraindre de la sorte le gradient de chaque composante du vecteur de probabilités.

Considérons, par exemple, une série de six faciès qui se répartissent le long d'un profil. À partir d'un champ vectoriel provenant du taux de sédimentation (vecteur de distalité), ou issu d'une carte interprétée, la fonction d'appartenance à ces six faciès est interpolée en respectant les contraintes suivantes (Figure 6.12) :

1. contrainte intrinsèque de probabilité assurant que chaque probabilité de faciès est dans l'intervalle $[0, 1]$ et que la somme des probabilités est 1 ;
2. contrainte d'observation assurant que les observations de faciès ou les proportions de faciès au niveau des puits ou d'échantillons soient respectées ;

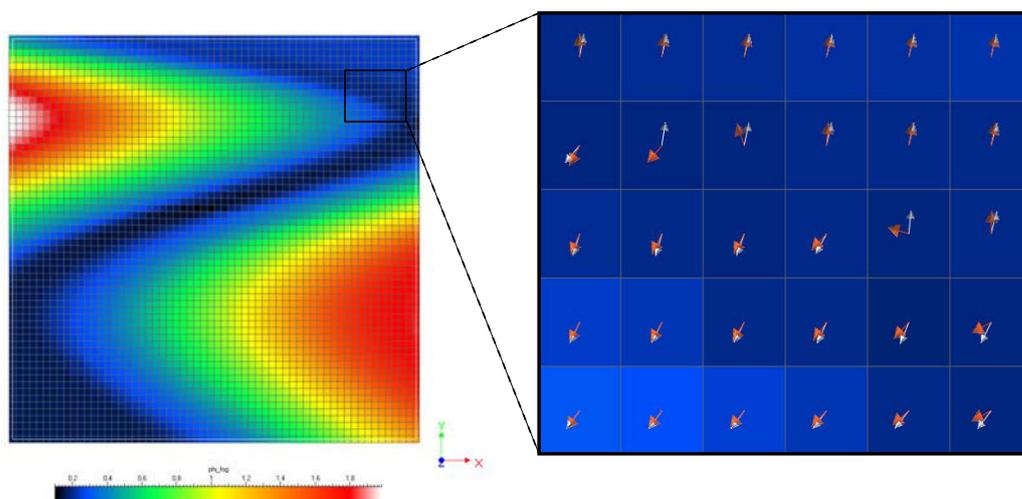


Fig. 6.11: Contrainte de colinéarité et d'orientation sur le gradient de la variable interpolée. La norme du gradient est libre, mais il doit être colinéaire au champ de vecteur imposé et orienté dans la même direction.

3. contraintes de tendance assurant que le gradient de probabilité du faciès le plus proximal est colinéaire et orienté comme les vecteurs de tendance, que le gradient de probabilité du faciès le plus distal est colinéaire mais orienté dans la direction opposée des vecteurs de tendance, et que le gradient de probabilité des autres faciès sont seulement colinéaires au champ vectoriel de tendance.

Une fois que la fonction d'appartenance est estimée en tout point de l'espace chronostratigraphique, elle peut être soit combinée à d'autres probabilités provenant par exemple de l'intégration de règles sédimentologiques et stratigraphiques (Chapitre 5), soit utilisée directement par des algorithmes de simulation stochastique, comme la méthode de simulation par champs de probabilité (*probability field simulation*) [Froidevaux, 1992].

6.4 Conclusions

La répartition spatiale des faciès sédimentaires est latéralement ordonnée le long d'un profil sédimentaire. Ce profil peut être déduit d'une carte de tendance ou d'une carte de proportions. En milieu marin, on peut également considérer que ce profil sédimentaire correspond à l'axe joignant le pôle proximal au pôle distal. En appliquant le principe de partitionnement volumétrique des sédiments, le taux de sédimentation fourni par le modèle GeoChron donne un moyen de calculer, en tout point de l'espace géologique, un champ vectoriel proportionnel au vecteur de distalité.

D'autre part, la notion de fonction d'appartenance fournit les outils mathématiques nécessaires à l'interpolation de vecteurs de probabilités. À l'aide de l'interpolateur DSI, un ensemble de contraintes numériques linéaires peuvent être prises en compte de telle sorte que la fonction d'appartenance soit astreinte à respecter un certain nombre de règles.

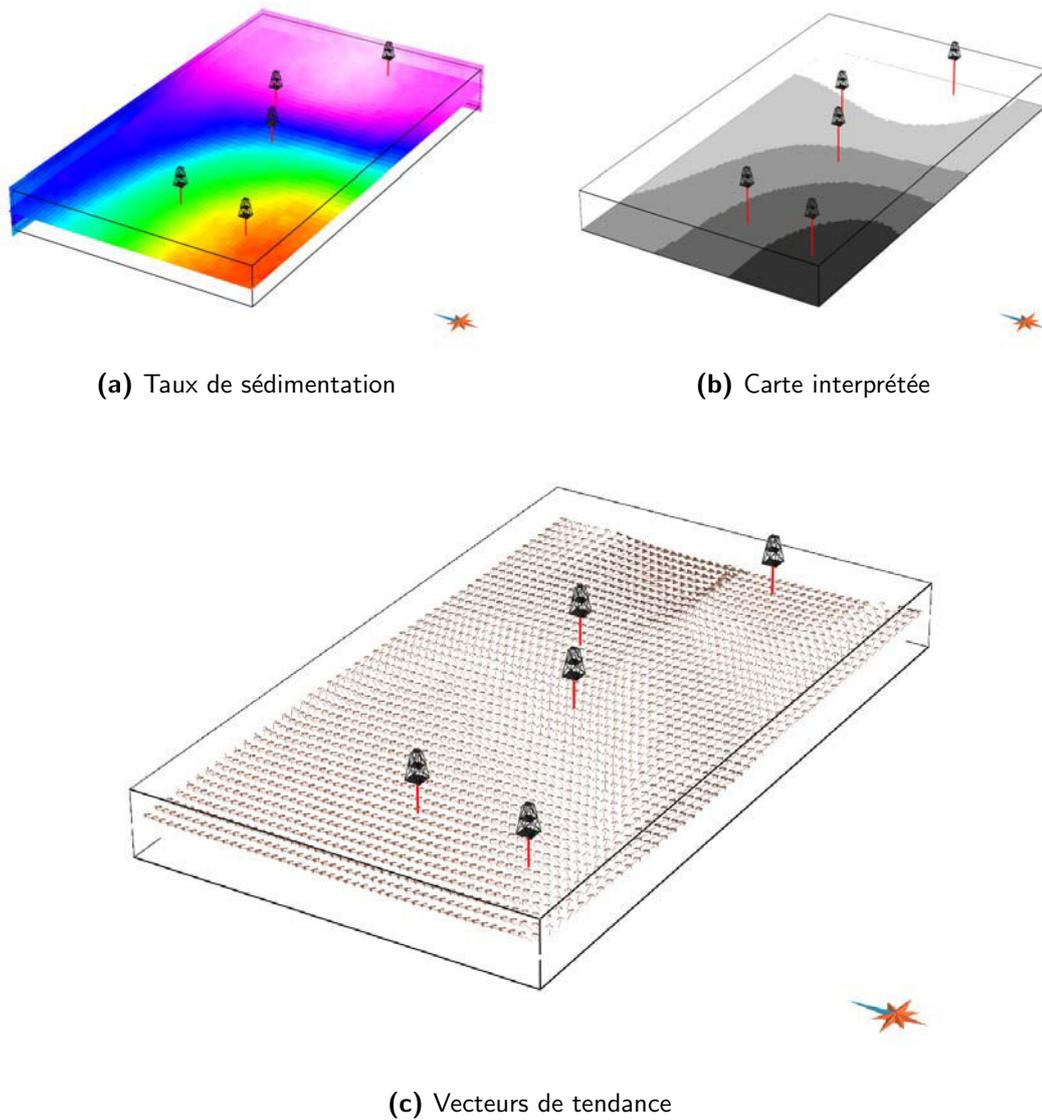


Fig. 6.12: Déduction d'un champ vectoriel de tendance à partir du taux d'accommodation ou d'une carte interprétée. D'après le principe de partitionnement volumétrique, si les vecteurs de tendance sont déduits du taux d'accommodation, ils correspondent aux vecteurs de distalité.

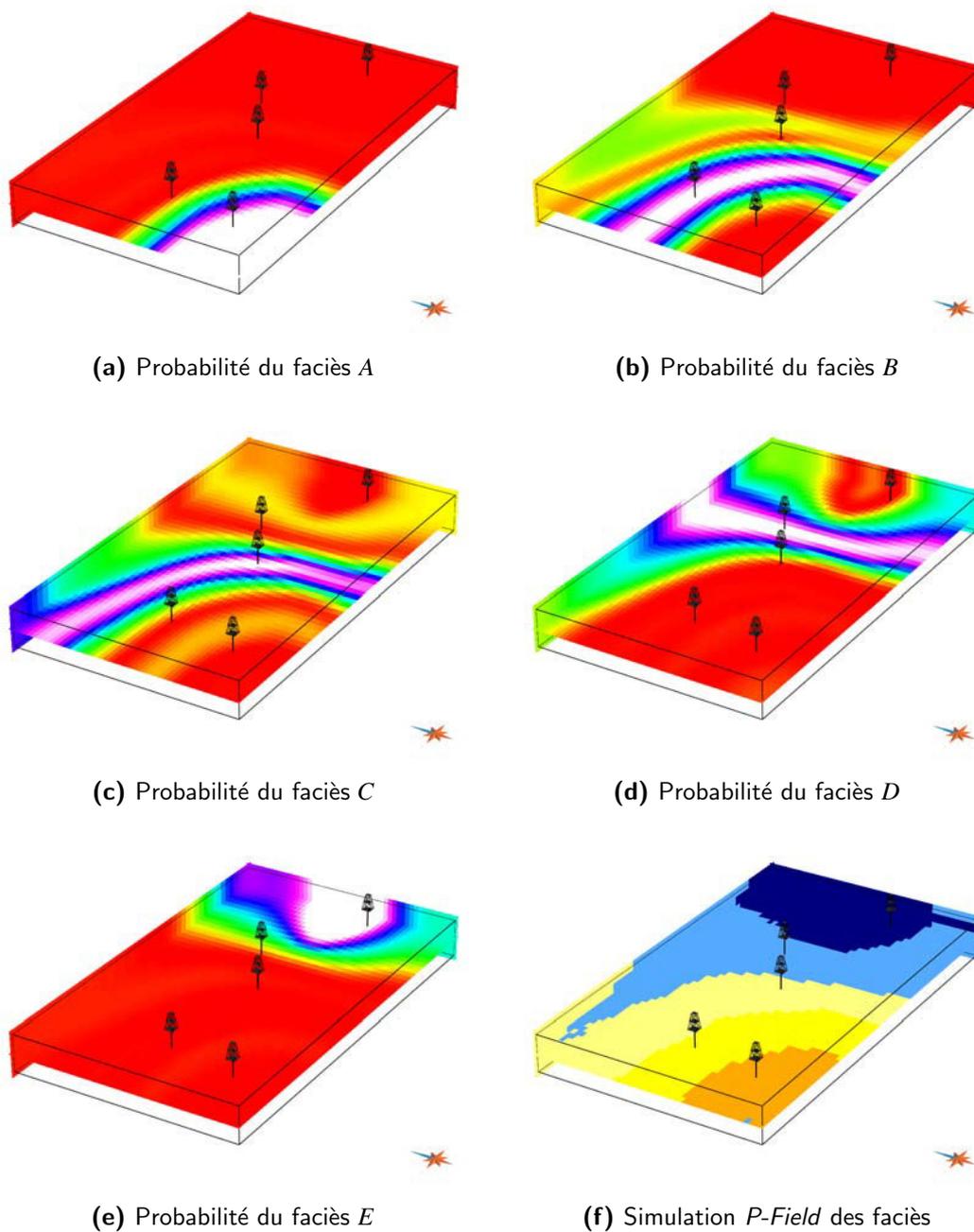


Fig. 6.13: Estimation des probabilités de faciès sous contraintes de tendance et génération d'une réalisation par simulation *P-Field*. Les valeurs rouges correspondent à de faibles probabilités tandis que les valeurs claires à de fortes probabilités.

L'interpolation de fonction d'appartenance est un sujet qui a déjà été abordé par Mallet [2002] et Labat [2004]. Ainsi, un certain nombre de contraintes sur les probabilités de faciès existaient déjà au moment où ces travaux ont été développés, mais elles étaient disponibles pour la version itérative locale de DSI. Nous les avons, au cours de cette thèse, à nouveau développées pour la version matricielle globale de l'interpolateur DSI. C'est notamment le cas des contraintes permettant :

- d'assurer que la fonction d'appartenance est un vecteur de probabilités (contrainte de probabilité intrinsèque) ;
- de prendre en compte des courbes et des cartes de proportions provenant d'analyses diagraphiques et sismiques.

Nous avons également plus spécifiquement développé des contraintes permettant de prendre en compte une tendance spatiale de manière souple et en laissant un certain degré de liberté à la variable interpolée. Ces contraintes permettent en effet de spécifier que :

1. le gradient de la variable interpolée est égal à un champ vectoriel \mathbf{g} caractérisant la tendance spatiale ;
2. le gradient de la variable interpolée est colinéaire au champ vectoriel \mathbf{g} ;
3. le gradient de la variable interpolée est orienté comme le champ vectoriel \mathbf{g} ; le gradient de la variable interpolée est colinéaire et orienté comme le champ vectoriel \mathbf{g} ;

La notion de tendance pour un vecteur de probabilités est particulière et requiert la souplesse de ces contraintes pour interpoler une fonction d'appartenance en lui imposant une tendance. Ainsi, le gradient du faciès le plus proximal est généralement contraint à être colinéaire et orienté comme le champ vectoriel imposé ; celui du faciès le plus distal est astreint à être colinéaire mais opposé au champ vectoriel \mathbf{g} ; tandis que seul la colinéarité du gradient des autres faciès intermédiaires est assurée.

Les champs de probabilités ainsi générés peuvent être combinés à d'autres ou directement utilisés dans des algorithmes de simulation stochastique.

Enfin, les formules pour les contraintes assurant la colinéarité et la direction du gradient, telles qu'elles sont définies ci-dessus, ne sont valables que pour des grilles cartésiennes, et non pour des grilles stratigraphiques. Royer [2007] propose une adaptation de ces contraintes pour les grilles curvilinéaires.

Chapitre 7

Surimposition de faciès diagénétiques

Sommaire

7.1	Place de la diagenèse dans les modèles de réservoirs	117
7.2	Diagenèse météorique précoce des carbonates	120
7.3	Diagenèse associée aux failles et fractures	126
7.4	Conclusions	130

7.1 Place de la diagenèse dans les modèles de réservoirs

7.1.1 Principaux mécanismes diagénétiques

La diagenèse représente l'ensemble des processus chimiques, physiques et biologiques agissant sur le sédiment après son dépôt jusqu'à sa transformation en roche [Giles, 1997]. Généralement, les phénomènes diagénétiques sont organisés en deux catégories : la diagenèse précoce et la diagenèse tardive. La première regroupe les changements qui ont lieu rapidement dans les premiers décimètres à mètres, et qui sont essentiellement liés à des processus biologiques, biochimiques et chimiques. La seconde correspond à des phénomènes plus lents, qui ont lieu à des profondeurs d'enfouissement allant de quelques mètres à quelques kilomètres. La diagenèse tardive fait essentiellement intervenir des processus de compaction, de dissolution et de transformation minéralogique.

Les phénomènes de diagenèse affectent aussi bien les dépôts carbonatés que les sédiments silico-détritiques. Les principaux mécanismes mis en jeu sont la compaction, la précipitation et la recristallisation qui tendent à réduire la porosité, mais aussi la dissolution qui conduit à augmenter porosité et perméabilité. Ceux-ci n'agissent pas seuls et sont souvent en partie concomitants.

Compaction. La compaction joue un rôle majeur dans la formation des roches puisqu'elle conduit à transformer un ensemble de sédiments meubles en un assemblage compact. La compaction est fonction de la pression imposée aux sédiments. Ainsi plusieurs

stades de compaction peuvent être identifiés selon le degré d'enfouissement des sédiments :

1. Dans les premiers décimètres de l'enfouissement, expulsion d'une partie de l'eau interstitielle. La porosité est encore forte et des phénomènes de cimentation peuvent déjà être observés. Il s'agit encore de la diagenèse précoce.
2. Dans le premier kilomètre d'enfouissement, la compaction se traduit par une réduction de la porosité par réarrangement simple de l'organisation des particules sédimentaires. Ce phénomène, qualifié de compaction mécanique, peut s'accompagner d'une cimentation chimique qui, elle aussi, réduit la porosité. Une fois que les possibilités de réarrangement sont épuisées a lieu la déformation, ou la fragmentation des particules sédimentaires.
3. Au delà d'une certaine profondeur, de l'ordre du kilomètre, la compaction mécanique laisse place à la compaction chimique. Celle-ci se traduit par les phénomènes de pression-dissolution et de reprécipitation suite à la déshydratation des minéraux hydratés. La profondeur qui marque le passage de la compaction mécanique à la compaction chimique dépend essentiellement de la granulométrie des sédiments ainsi que de leur composition chimique.

En pratique, il existe des lois de compaction en fonction de la profondeur. Celles-ci sont appelées courbes de compaction ou courbes de réduction de porosité

Lorsque les taux de sédimentation et de subsidence sont suffisamment élevés pour que la totalité des fluides interstitiels ne soit pas expulsée, un phénomène de sous-compaction peut alors se produire. Elle s'accompagne d'une pression des fluides supérieure à la pression hydrostatique normale pour la profondeur considérée.

Précipitation. La précipitation est une transformation chimique découlant de l'interaction entre les particules solides et les fluides interstitiels. À partir d'un nucleus, les cristaux précipités croissent en fonction des apports en ions ou molécules dans la solution. Les minéraux diagénétiques qui se forment ainsi sont généralement des carbonates (calcite, dolomite ou sidérite), des silicates (SiO_2 sous différentes formes cristallines), des minéraux argileux ou ferrifères (oxydes, sulfures). Ce phénomène diagénétique tend à réduire la porosité par la cimentation des pores et affecte considérablement les qualités des réservoirs.

Dissolution. La dissolution contribue à la création de porosité secondaire ou à la dissolution des ciments. Un exemple de dissolution est celui de la calcite magnésienne par un fluide ayant un rapport Ca/Mg inférieur à celui du solide, définissant ainsi une solution sous-saturée. Les phénomènes de dissolution sont souvent associés avec ceux de cristallisation car ils modifient la composition de la solution en renouvelant certains de ses éléments. Ainsi, la majorité des processus de cristallisation fait suite à la dissolution d'un précurseur permettant la précipitation du produit final. La pression-dissolution est un processus particulier ayant lieu dans des domaines de pressions élevées et conduisant à une dissolution sur les points de contact des particules soumis à la contrainte maximale. La température et la composition des fluides jouent également un rôle dans ces phénomènes.

Recristallisation. La recristallisation ne s'accompagne pas d'un changement de la composition des minéraux mais de leur évolution vers une stabilité plus grande pour des conditions thermodynamiques données. Ce phénomène tend donc à la réduction de l'énergie libre. Un exemple est celui de la recristallisation de l'aragonite (stable pour de fortes pressions) en calcite. Un autre exemple est la recristallisation de la silice de sa forme opale A en opale CT puis en quartz.

7.1.2 Effets de la diagenèse sur les propriétés réservoir

La diagenèse modifie les propriétés pétrophysiques des roches. À ce titre son impact sur la porosité des réservoirs, qu'ils soient carbonatés, silico-détritiques ou mixtes, est considérable [Moore, 2001] : réduction de la porosité par compaction et par cimentation, dissolution des ciments, création de porosité secondaire par dissolution.

L'uniformité ou l'hétérogénéité spatiale des phénomènes diagénétiques ont également des répercussions sur les modèles de réservoir. La compartimentation, la réponse à la mise en production du réservoir, les variations dans l'écoulement des fluides ou l'incertitude sur les pièges structuraux et stratigraphiques sont autant d'exemples auxquels l'hétérogénéité spatiale de la diagenèse participe. Si la compaction affecte sensiblement les caractères pétrophysiques, elle le fait de manière plus ou moins homogène par gamme de granulométrie. Ce sont essentiellement les transformations chimiques qui engendrent spatialement des variations lithologiques et pétrophysiques importantes, en fonction des migrations et circulations de fluides au sein de la roche. Aussi, dans ces travaux, les phénomènes de dissolution et de précipitation liés à la diagenèse météorique précoce des carbonates et les processus de dissolution ou de cimentation dans les zones endommagées de failles sont modélisés.

7.1.3 Caractérisation numérique de la diagenèse

Approche proposée. Nous proposons d'intégrer aux modèles de faciès deux processus de diagenèse : la diagenèse météorique précoce des carbonates (Section 7.2) et la diagenèse associée aux failles et fractures (Section 7.3). L'approche retenue consiste à caractériser la probabilité d'observer un faciès diagénétique et de superposer cette probabilité aux modèles de faciès sédimentaires. L'estimation des probabilités de faciès diagénétique se fait à l'instar de celles des faciès sédimentaires, c'est-à-dire en s'appuyant sur les données d'observation et sur des règles géologiques caractérisant la répartition spatiale des phénomènes diagénétiques.

Faciès diagénétique. Nous qualifions de faciès diagénétique une roche aux caractéristiques lithologiques et pétrophysiques particulières, ayant subi un ensemble de processus physiques ou chimiques permettant de le distinguer du faciès sédimentaire dont il est issu.

7.2 Diagenèse météorique précoce des carbonates

7.2.1 Établissement de règles

Approche théorique

En milieu carbonaté, un type de diagenèse fréquent est la transformation précoce minéralogique de carbonates métastables (aragonite, calcite magnésienne), la mise en place de ciments calcitiques et la dolomitisation. Cette diagenèse chimique est principalement contrôlée par le degré de solubilité des carbonates et la cinétique des réactions chimiques :

1. Le degré de solubilité des différents minéraux présents : la calcite magnésienne est cinq fois plus soluble que l'aragonite, qui est deux fois plus soluble que la calcite. Il y a donc une ségrégation minéralogique en fonction de la saturation en CaCO_3 de l'eau interstitielle au contact des sédiments.
2. La cinétique de la dissolution des carbonates métastables est plus rapide que celle de la précipitation de calcite. Ainsi, la saturation CaCO_3 de l'eau interstitielle subit une zonation qui est fonction du temps de résidence de l'eau et du transport du carbonate de calcium provenant de l'aragonite.

Lorsque les conditions subaériennes sont fréquentes, la présence d'eau météorique provoque, dans les premières dizaines de mètres du substratum, la mise en place de plusieurs zones de saturation particulières (Figure 7.1) :

- La zone vadose, qui est comprise entre la surface topographique émergée et le niveau hydrostatique, est le lieu de la percolation des eaux météoriques. Ces eaux sont sous-saturées en CaCO_3 et sont à l'origine de la dissolution de l'aragonite et à la mise en solution de carbonate de calcium. Dans cette zone, la porosité augmente sous l'effet de la dissolution des ciments carbonatés.
- La zone phréatique correspond à la partie située entre le niveau hydrostatique et la base de la nappe phréatique. Ce milieu se caractérise par les écoulements gravitaires au sein de l'aquifère modifiant les saturations en carbonate de calcium. Il y a dissolution d'aragonite tant que l'eau est sous-saturée en CaCO_3 et précipitation de calcite lorsque la saturation est atteinte. Si l'aquifère est saturé par rapport à la calcite et sous-saturé par rapport à l'aragonite, une précipitation de calcite concomitante à la dissolution d'aragonite est possible. Dans cette zone, la porosité tend à diminuer sous l'action des précipitations de ciments calcitiques.
- La zone de mélange est la tranche dans laquelle les eaux météoriques et marines se rencontrent. Ce milieu est propice aux transformations diagénétiques car la salinité et les degrés de saturation en Ca^{++} et Mg^{++} des eaux marines et météoriques sont sensiblement différents. Le modèle de Dorag établit qu'il existe une gamme de mélanges contenant 5 à 40% de mer pour lesquels la solution saumâtre est sursaturée par rapport à la dolomite et sous-saturée par rapport à la calcite et à l'aragonite [Hanshaw *et al.*, 1971; Badiozamani, 1973]. La composition chimique du fluide joue également un rôle dans ces phénomènes de dolomitisation. Par conséquent, ce modèle de dolomitisation précoce est encore discuté, notamment concernant sur la nature du fluide permettant la formation de dolomite (eau de mer ou saumure).

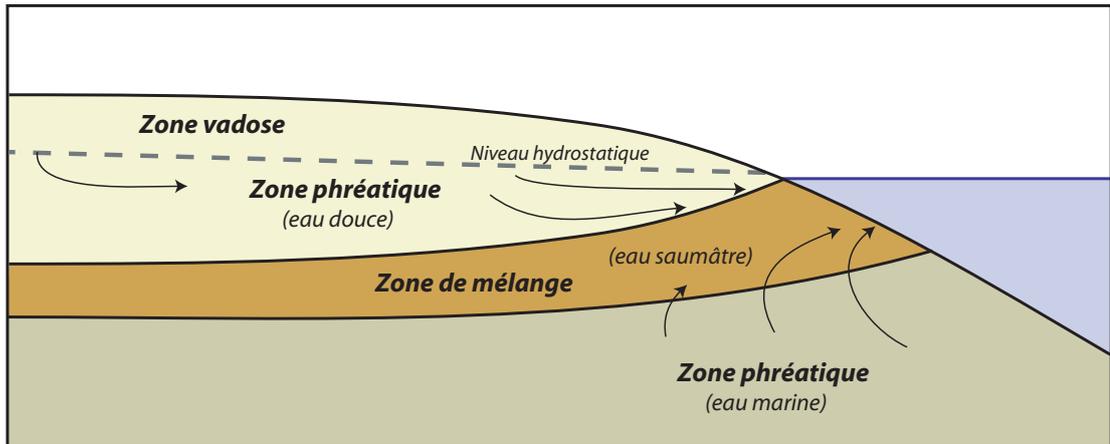


Fig. 7.1: Principaux domaines soumis à la diagenèse météorique en milieu carbonaté.

Nous ne discutons pas ce modèle dans ces travaux, mais proposons de l'utiliser sous forme de règle permettant la caractérisation des zones de diagenèse.

Caractérisation des zones diagénétiques

Étant capables de modéliser la topographie au moment du dépôt et pour les temps qui ont suivi la mise en place des sédiments, nous pouvons envisager d'intégrer les phénomènes de diagenèse météorique des carbonates dans la caractérisation des faciès du réservoir. Pour cela, nous proposons de décrire géométriquement les principales zones de diagenèse météorique : celle contenant temporairement ou de manière permanente de l'eau douce, celle contenant de l'eau marine et celle constituée d'un mélange saumâtre. L'approximation géométrique qui est adoptée repose sur la caractérisation des deux surfaces délimitant la zone de mélange de celle d'eau douce située au-dessus et de celle d'eau marine située en-dessous (Figure 7.2) :

- La surface supérieure de la zone de mélange apparaît sous la surface topographique émergée. Considérons la surface isovaluée $B = 0$, située sous la partie émergée de la surface topographique. La géométrie de l'interface entre l'eau douce et l'eau saumâtre est approximée comme étant le symétrique de la surface topographique par rapport à la surface $B = 0$. Ainsi, en calculant la distance d à la surface d'isovaleurs $B = 0$, la limite supérieure de la zone de mélange se caractérise par :

$$d = |B| + \varepsilon_t, \quad B < 0. \quad (7.1)$$

Le terme ε_t correspond à l'incertitude sur la position de cette interface.

- La surface inférieure de la zone de mélange est caractérisé par une distance à la surface $B = 0$ égale à une valeur supérieure à la norme de la bathymétrie :

$$d = D + \varepsilon_b, \quad \forall B. \quad (7.2)$$

Cette relation est valide dans la partie émergée comme dans celle qui est immergée.

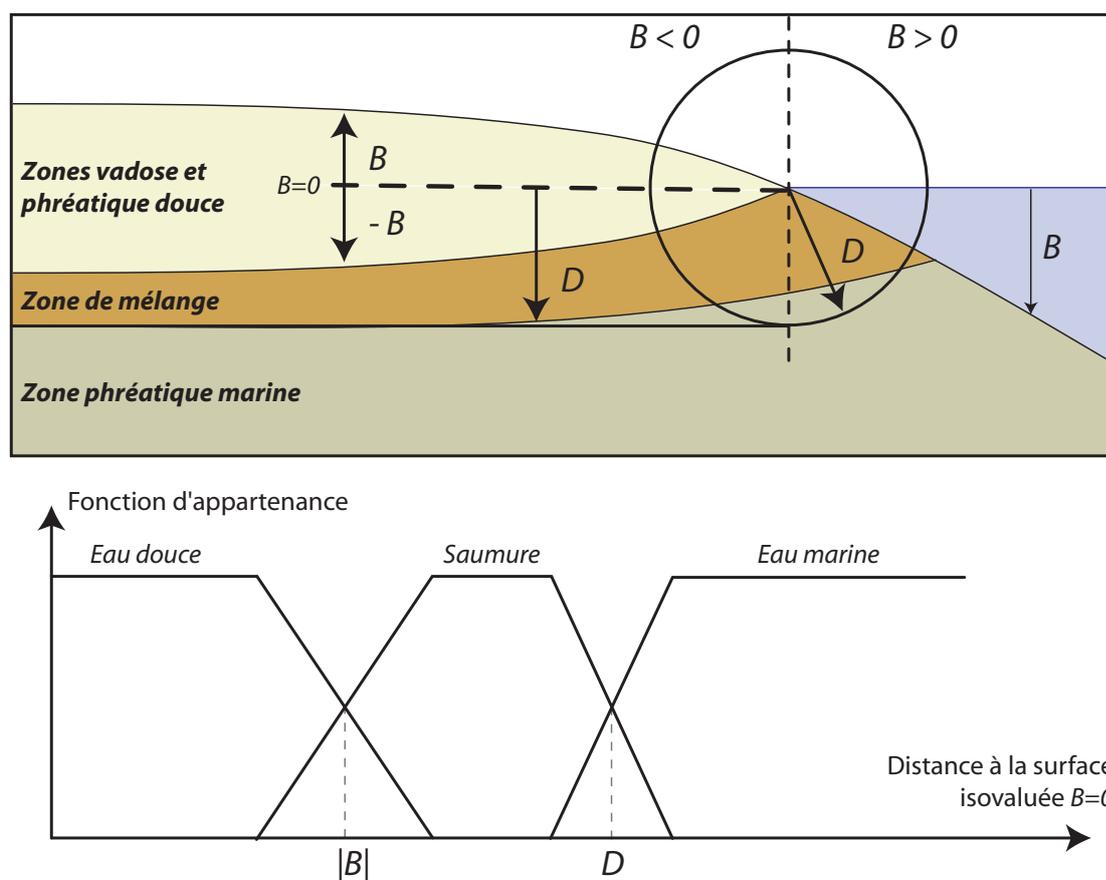


Fig. 7.2: Caractérisation des zones vadose, phréatique et de mélange selon un critère géométrique : la distance à la surface isovaluée ($B = 0$) dans l'espace de sédimentation. Les zones vadose et phréatique se caractérisent par une distance inférieure à la valeur absolue de la bathymétrie. La zone phréatique marine est située au delà d'une certaine distance D . La zone de mélange correspond aux valeurs intermédiaires.

L'écriture de ces relations, selon une approche similaire à celle utilisée pour la définition des règles contrôlant la mise en place des faciès sédimentaires (Chapitre 3), conduit à l'établissement d'une fonction d'appartenance associant les trois zones de diagenèse principales à la distance à la surface $B = 0$ (Figure 7.2).

La démarche de modélisation est la même que précédemment : il s'agit d'estimer en tout point la valeur de la distance à la surface $B = 0$, pour ensuite appliquer la fonction d'appartenance comme une règle géologique permettant de déduire la probabilité des faciès diagénétiques. Toutefois, la caractérisation telle qu'elle est faite par ce type de règles nécessite la construction d'une grille couvrant non pas l'espace chronostratigraphique mais celui des dépôts.

7.2.2 Construction de la grille de dépôts

Les règles établies dans la section précédente ne sont directement applicables que dans la grille représentant la topographie et la composition du substratum à un temps donné. Cette grille couvre ainsi l'espace de dépôt dans lequel sont décrit la topographie du paysage sédimentaire et la nature du substratum (Figure 7.3). Construire une telle grille requiert donc de définir, en chaque valeur de temps, la topographie et la composition du substratum. En pratique, caractériser la composition d'un sous-sol demande de définir en chaque point le type de faciès présent et son épaisseur.

Un aspect de la méthodologie développée dans cette thèse est l'estimation de la topographie en tout point de l'espace chronostratigraphique (Chapitre 5). À partir des coordonnées paléogéographiques (u, v) apportées par la paramétrisation GeoChron (Chapitre 2) et de la propriété de topographie estimée, la surface topographique décrivant le paysage sédimentaire au temps t est construite. La géométrie du maillage sous-jacent est définie en appliquant le taux de sédimentation pour calculer la position des surfaces isochrones antérieures à partir de la surface topographique actuelle. La grille qui est utilisée pour couvrir l'espace de dépôt est une grille structurée curvilinéaire, également appelée grille stratigraphique dans le modèleur GOCAD. Les estimations de faciès sédimentaires réalisées peuvent ensuite être peintes dans la grille afin de caractériser la composition du substratum (Figure 7.4).

Les algorithmes de construction et de mise à jour de la grille de dépôt en fonction du temps géologique ont été développés en collaboration avec Durand-Riard [2007]. L'outil qui en résulte permet de visualiser le paléopaysage à un temps géologique donné, ainsi que la composition du substratum mis en place pour les âges précédents.

7.2.3 Estimation des probabilités de diagenèse

Dans l'espace de dépôt, et pour un temps géologique donné, la surface $B = 0$ est construite et la distance à cette surface est calculée en chaque nœud de la grille de dépôt (Figure 7.5-b). En appliquant la règle définie dans la section 7.2.1, une probabilité identifiant chacune des zones diagénétique peut être calculée (Figure 7.5-c et -d). Les géométries des différentes zones pour un temps donné sont bien reproduites par les probabilités de faciès diagénétiques ainsi calculées.

En appliquant la procédure décrite ci-dessus itérativement pour tous les temps considérés par l'interprétation chronostratigraphique, un cube de probabilité de diagenèse par temps géologique peut être généré. Ces différents cubes sont ensuite combinés en utilisant des méthodes classiques de combinaison d'information (Chapitre 1). En pratique, c'est une combinaison logarithmique qui est retenue, car sa propriété de veto permet d'assurer qu'une zone ayant été diagénétisée au temps t l'est encore au temps $t + 1$. De cette manière apparaissent les différents épisodes diagénétiques (Figure 7.6), prenant en compte les règles caractérisant la diagenèse météorique des carbonates mais également la stratigraphie séquentielle car l'estimation du paysage est effectuée en accord avec les interprétations stratigraphiques.

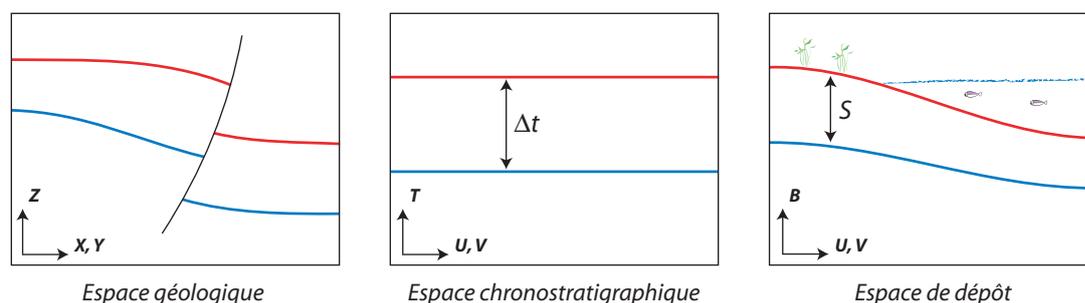


Fig. 7.3: Relations entre les espaces géologique, chronostratigraphique et de dépôt. Une surface de corrélation isochrone est généralement plissée et faillée dans l'espace géologique. Sa représentation dans l'espace chronostratigraphique est un horizon plan et la distance séparant deux surfaces isochrones dans cet espace correspond à un intervalle de temps. Dans l'espace de dépôt, la représentation d'une surface isochrone est une surface topographique et la distance séparant deux surfaces dans cet espace correspond au taux de sédimentation.

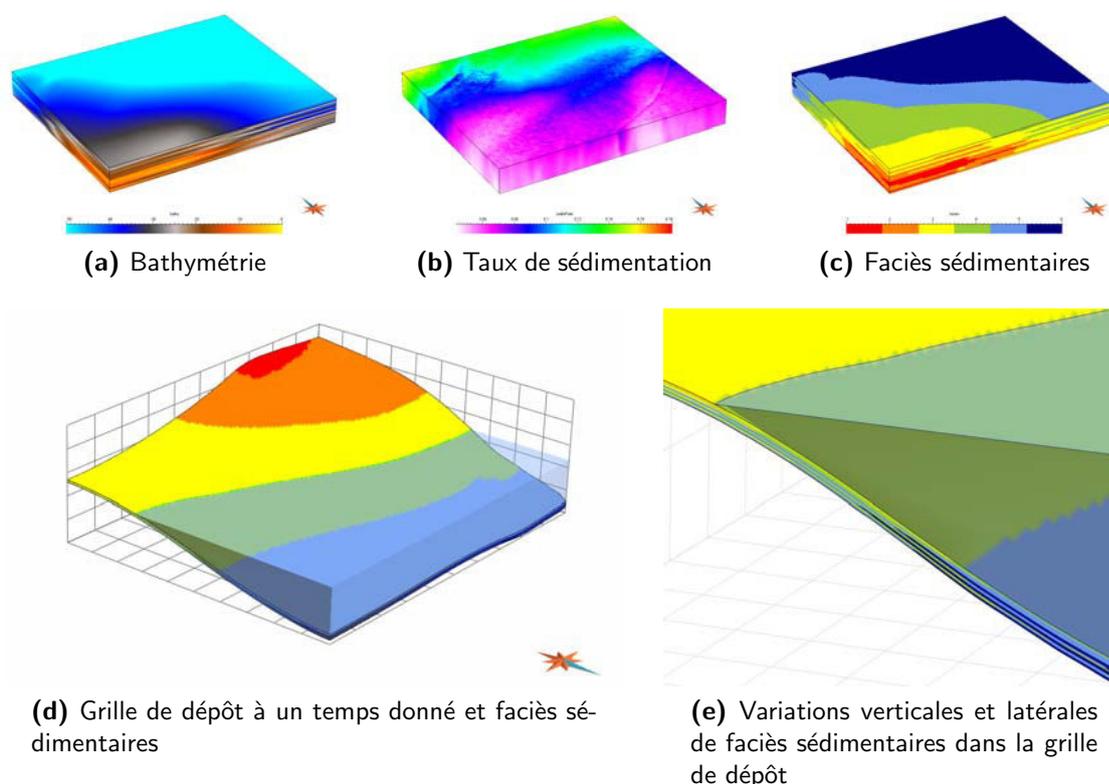


Fig. 7.4: Construction de la grille de dépôt (d) à partir de la topographie estimée dans l'espace chronostratigraphique (a) et du taux de sédimentation (b). La grille peut être peuplée de faciès sédimentaires (e) issus des étapes de modélisation antérieures (c).

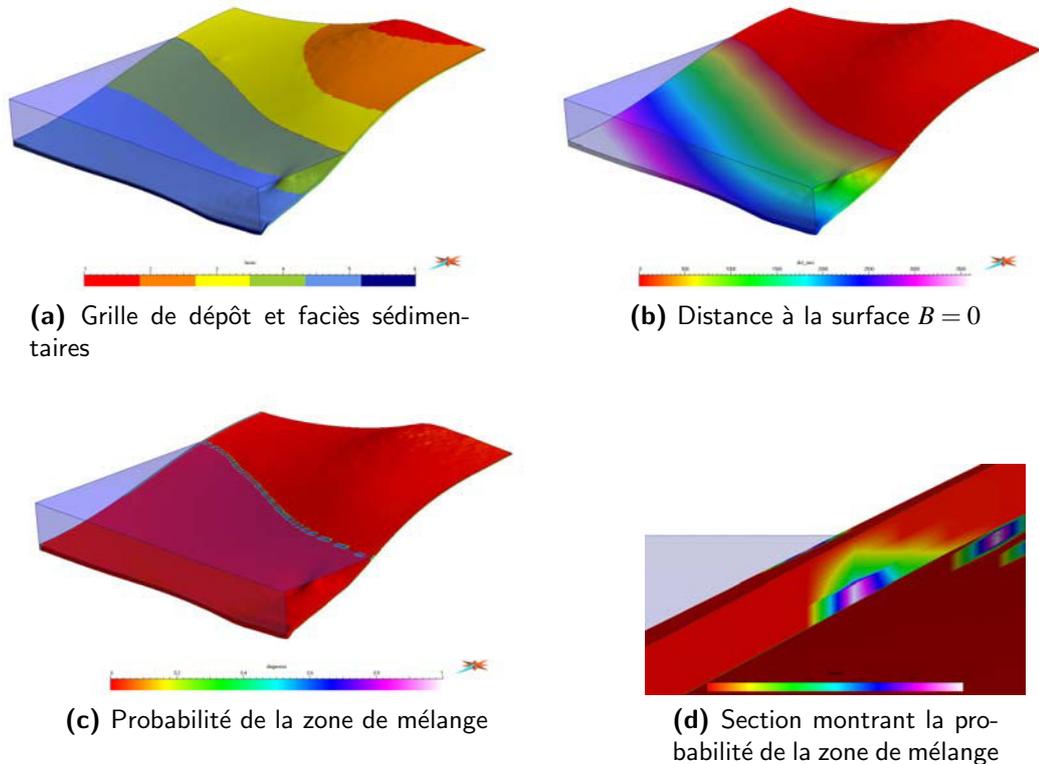


Fig. 7.5: Estimation de la probabilité des faciès diagenétiques liés à la diagenèse précoce météorique des carbonates. Les probabilités montrées en (c) et (d) sont celles de la zone de mélange. La section (d) fait apparaître la zone de mélange comme elle peut être théoriquement représentée. La distorsion est due à l'exagération verticale x50 de l'affichage de la section.

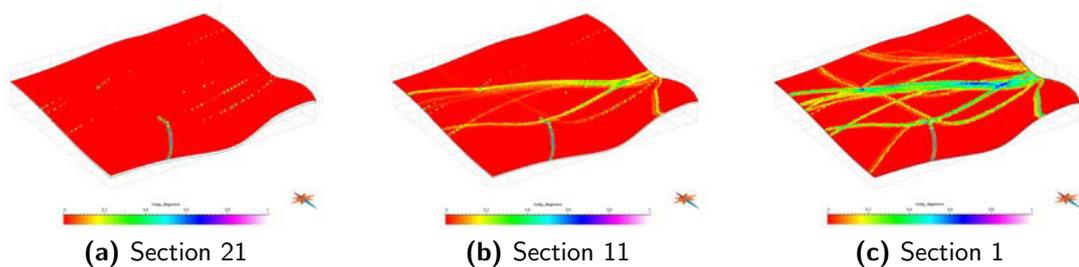


Fig. 7.6: Combinaison des probabilités de diagenèse calculée pour des temps géologiques différents. Sont affichées les probabilités de la zone de mélange pour différentes sections de la grille de dépôt. La section 21 correspond aux dépôts mis en place pendant le dernier intervalle de temps et ne présente donc que les effets de la diagenèse pour cette durée. Les autres sections recoupent des âges différents et font apparaître les épisodes diagenétiques antérieurs. D'après Kedzierski *et al.* [2007a].

Cette méthodologie a été développée en association avec Durand-Riard [2007] et est disponible sous la forme d'une extension de GOCAD. En complément de la description géométrique apportée par la règle utilisée, un contrôle par les faciès sédimentaires peut également être intégré [Kedzierski *et al.*, 2007a]. Il s'agit d'établir une loi de probabilité des faciès diagénétiques en fonction des différentes faciès sédimentaires et de combiner cette probabilité avec celle calculée avec la méthode présentée ci-dessus.

7.3 Diagenèse associée aux failles et fractures

7.3.1 Règles géologiques caractérisant les faciès de faille

Faciès de faille

Les failles ont un impact majeur dans les modèles de réservoir. Non seulement elles affectent le modèle structural et la géométrie des horizons stratigraphiques du modèle, mais leurs propriétés pétrophysiques particulières en font des barrières ou des conduits pour les écoulements fluides. Ainsi, une estimation réaliste des failles et de leurs paramètres pétrophysiques permet de réduire les risques associés à la stabilité des trous de forage, à la compartimentation du réservoir, à l'incertitude des pièges structuraux et à la réponse à la mise en production du réservoir en terme d'écoulement des fluides.

Il est donc important de modéliser les faciès associés aux failles. Leur origine est à la fois le remaniement des faciès sédimentaires au contact de la faille et la diagenèse dans un volume entourant la faille s'accompagnant de phénomènes de cimentation, de recristallisation ou de dissolution selon la nature des fluides et les lithologies mis en jeu. Par exemple, les brèches tectoniques sont la conséquence d'une fragmentation des roches entourant la faille puis de la cimentation sur place des débris par un ciment généralement cristallin, de précipitation chimique à partir des fluides circulant facilement dans la zone broyée. Un autre exemple est la dissolution des carbonates, à partir de zones fortement fracturées et pouvant conduire à une karstification.

Les failles sont généralement modélisées comme des surfaces, ignorant ainsi le volume affecté par la faille. Cependant, une zone endommagée, dont l'épaisseur augmente avec le rejet, se développe de part et d'autre des failles (Figure 7.7). Les zones endommagées regroupent les caractéristiques de transformation mécanique des faciès sédimentaires encaissant et de leur diagenèse facilitée par la circulation d'eau dans la zone broyée et perméable. A ce titre, certains modèles proposent de modéliser les failles non pas comme des surfaces mais comme des volumes, en construisant une sous-grille plus fine dans la grille stratigraphique initiale [Souche, 2005; Syversveen *et al.*, 2006]. Cependant, cette approche suppose que l'épaisseur du volume entourant la faille est constante.

Nous proposons de surimposer au modèle de faciès sédimentaire, des probabilités de faciès de faille. Notamment, l'approche développée permet de prendre en compte le volume de faille affecté mécaniquement par la déformation tectonique et chimiquement par la circulation de fluides. Les variations de ce volume en fonction des lithologies traversées sont également considérées.

Caractérisation des faciès de faille

Les règles de contrôle des faciès diagénétiques associés aux failles – qu’il s’agisse de dissolution ou de précipitation – qui sont proposées dans ces travaux supposent que l’ensemble des phénomènes diagénétiques ont lieu dans la zone endommagée entourant la surface de faille. La fonction d’appartenance caractérisant les faciès diagénétiques de faille est fonction d’un critère de diagenèse proportionnel à la distance à la surface de faille (Figure 7.8). Pour éviter d’avoir une épaisseur de diagenèse constante, un bruit numérique est ajouté soit directement dans le critère de diagenèse, soit dans la simulation stochastique des faciès diagénétiques. Ainsi, il existe deux approches permettant de prendre en compte le critère de diagenèse [Kedzierski *et al.*, 2007a] :

1. Estimer la probabilité des faciès diagénétiques, de telle sorte qu’elle suive la tendance spatiale définie par le gradient de la distance aux failles, puis simuler stochastiquement les faciès de cimentation ou dissolution à partir de cette probabilité.
2. Estimer le critère de diagenèse comme la combinaison de la distance aux failles et d’un résidu simulé stochastiquement. Il permet alors de définir la zone endommagée. La probabilité des faciès diagénétiques est ensuite déduite à partir de ce critère en appliquant la fonction d’appartenance.

Ces deux approches ont été abordées dans cette thèse et sont présentées dans les sections suivantes.

7.3.2 Probabilités de faciès contrainte par la distance aux failles

Considérons la fonction φ caractérisant la probabilité d’être dans la zone endommagée et d’avoir subi un phénomène diagénétique, quel qu’il soit. Cette fonction est connue au niveau des points d’observations, comme par exemple des logs de puits. Pour chaque autre nœud de la grille, cette probabilité doit être estimée. Nous proposons d’utiliser pour cela l’interpolateur DSI car il permet d’intégrer un grand nombre de contraintes numériques dans l’interpolation de la fonction φ . En particulier, une contrainte a été développée au cours de cette thèse afin de prendre en compte des informations de tendance dans l’interpolation d’une propriété [Kedzierski *et al.*, 2007c] (voir Chapitre 6).

Dans le cas particulier de l’interpolation de la probabilité d’être dans la zone endommagée d’une faille, il s’agit d’assurer que le gradient de la fonction de probabilité interpolée soit colinéaire et orienté dans la même direction que le gradient de la distance à la surface de faille (Figure 7.8). Ainsi, en pratique quatre contraintes DSI sont installées :

1. Contrainte de respect des observations. Les données de puits sont utilisées comme des nœuds de contrôle dur de la probabilité interpolée (*property control nodes*).
2. Contrainte de colinéarité du gradient. Identique à la contrainte formulée par l’expression (6.15), elle permet d’imposer que le gradient de la probabilité interpolée est colinéaire à un champ vectoriel donné, ici le gradient de la distance aux failles.
3. Contrainte de direction du gradient. Identique à la contrainte (6.18) précédemment exprimée, elle assure que le gradient de la probabilité interpolée est orienté dans

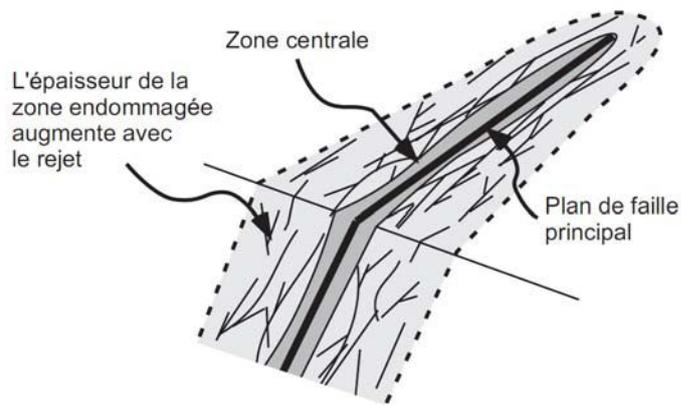


Fig. 7.7: Représentation schématique de la zone endommagée située au voisinage d'une faille. Noter que l'épaisseur de cette zone augmente avec le rejet de la faille. D'après Souche [2005], modifié de Shipton et Cowie [2003].

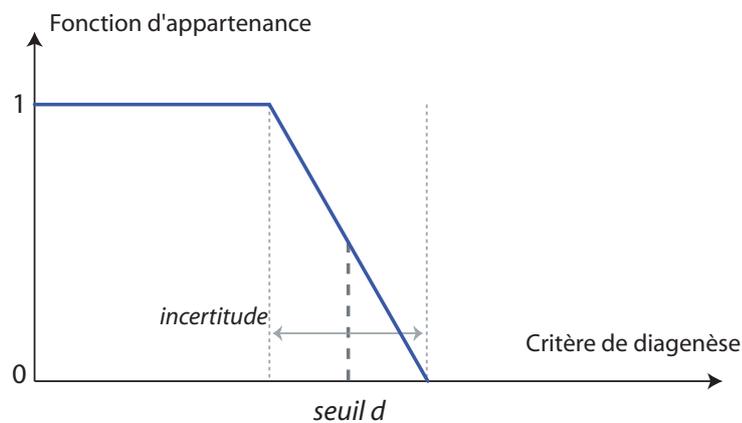
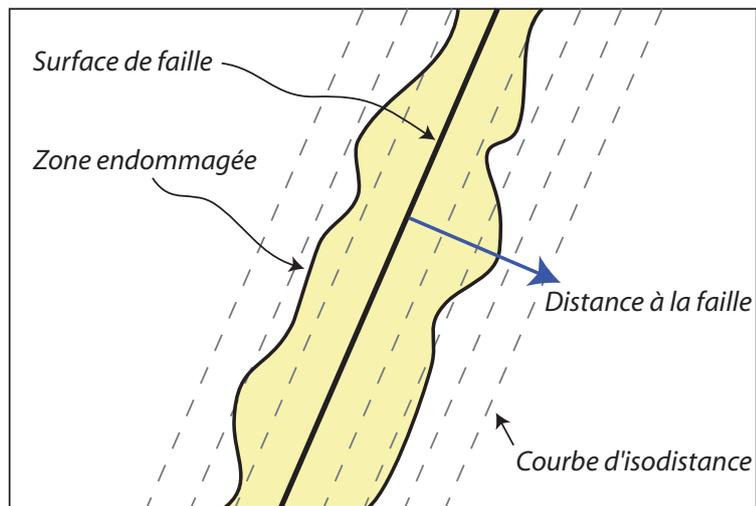


Fig. 7.8: Règle caractérisant les faciès diagénétiques liés aux failles. Le critère de diagenèse utilisé pour définir la fonction d'appartenance est fonction de la distance à la surface de faille.

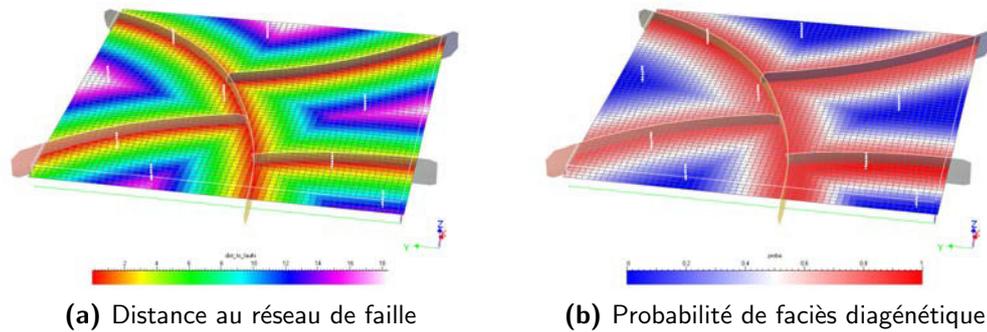


Fig. 7.9: Estimation de la probabilité d'observer un faciès diagenétique à partir de la distance aux failles. Le gradient de probabilité est colinéaire et orienté comme le gradient de la distance au réseau de faille. D'après Kedzierski *et al.* [2007c].

la même direction qu'un champ vectoriel donné, ici le gradient de la distance aux failles.

4. Contrainte d'intervalle assurant que la probabilité interpolée est comprise entre 0 et 1. Cette contrainte est celle développée par Tertois [2007].

La probabilité de faciès interpolée de cette manière est conforme avec la répartition de la diagenèse le long des failles et avec les données de puits (Figure 7.9). Cependant, il n'est pas possible de spécifier la largeur de la zone endommagée considérée. Pour cette raison, une deuxième approche a été développée.

7.3.3 Caractérisation de la zone endommagée puis des probabilités de faciès

Dans l'approche précédente, le "bruit" est apportée par la simulation stochastique des faciès diagenétique à partir de leur probabilité lisse et répartie conformément autour des surfaces de faille. Cependant, si les données de puits sont respectées, il n'est par contre pas possible de spécifier explicitement la largeur de la zone endommagée. Pour pallier ce problème, nous avons développé une seconde méthode décrite ci-dessous [Kedzierski *et al.*, 2007a].

Le principe est de simuler stochastiquement la zone endommagée, pour en déduire ensuite la probabilité d'observer une diagenèse (dissolution ou cimentation). La simulation de la zone endommagée repose sur l'estimation du critère de diagenèse, semblable dans ce cas à une pseudo-distance aux failles. Cette pseudo-distance est en fait la somme de la distance aux failles calculée dans la grille couvrant l'espace géologique et d'un résidu ajoutant un "bruit" numérique à cette distance (Figure 7.10). Le résidu est simulé avec un algorithme de simulation séquentielle gaussienne non conditionnée.

À partir de ce critère, une règle de diagenèse, comme elle est définie dans la section 7.3.1, peut être appliquée pour associer au volume de la zone endommagée la probabilité d'observer un faciès diagenétique (Figure 7.11). Ces faciès peuvent caractériser

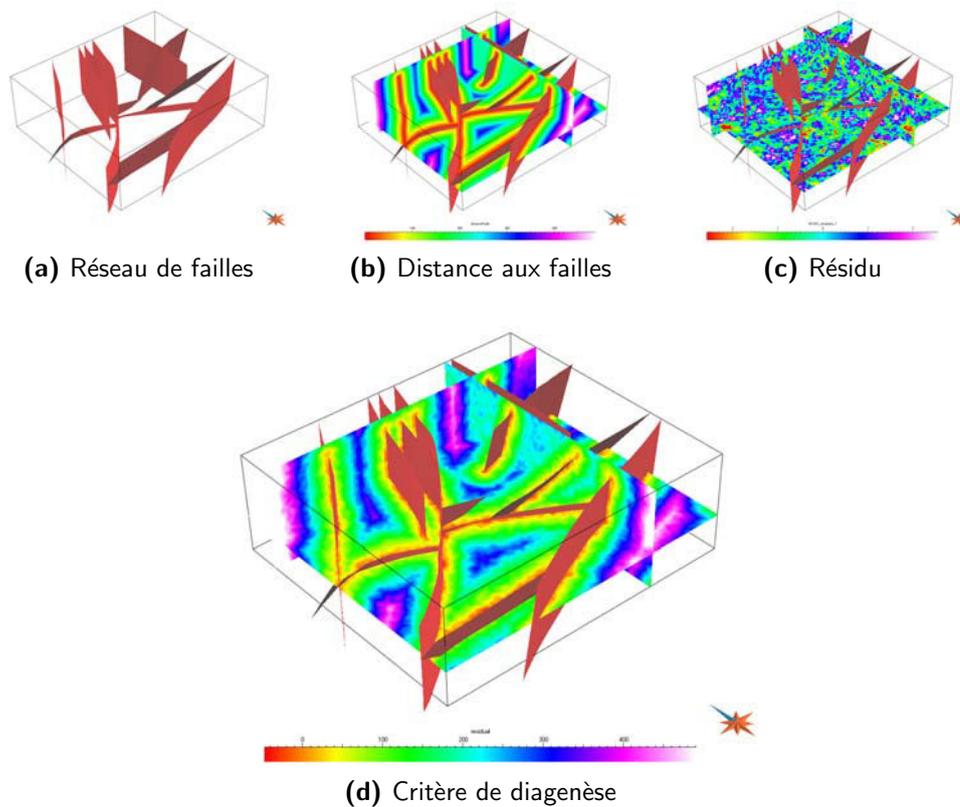


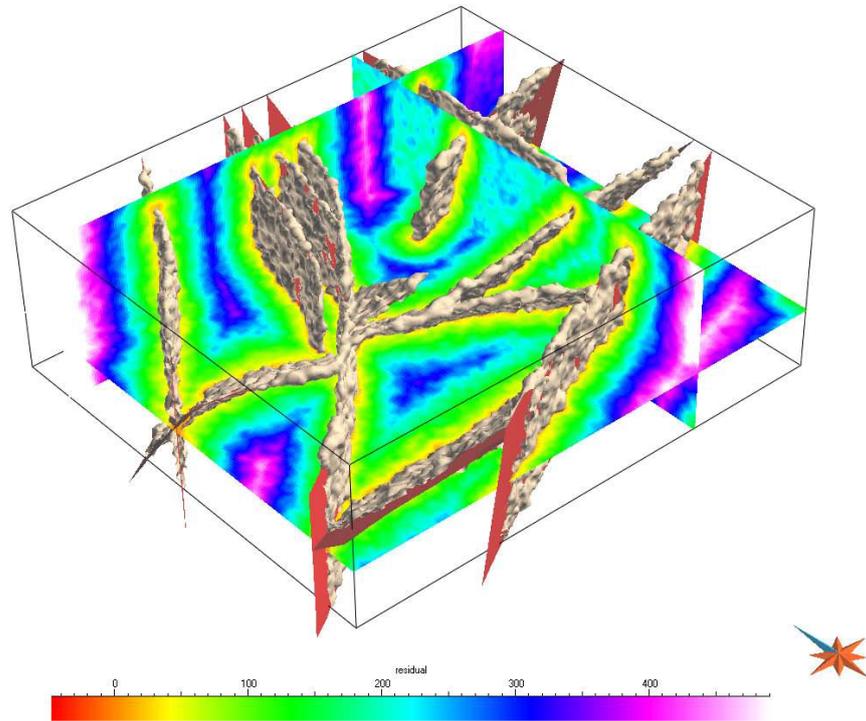
Fig. 7.10: Estimation du critère de diagenèse à partir de la distance aux failles et d'un résidu. Données UQAT.

une imperméabilisation de la faille par cimentation, ou l'augmentation de sa porosité et perméabilité par dissolution partielle ou totale (karstification).

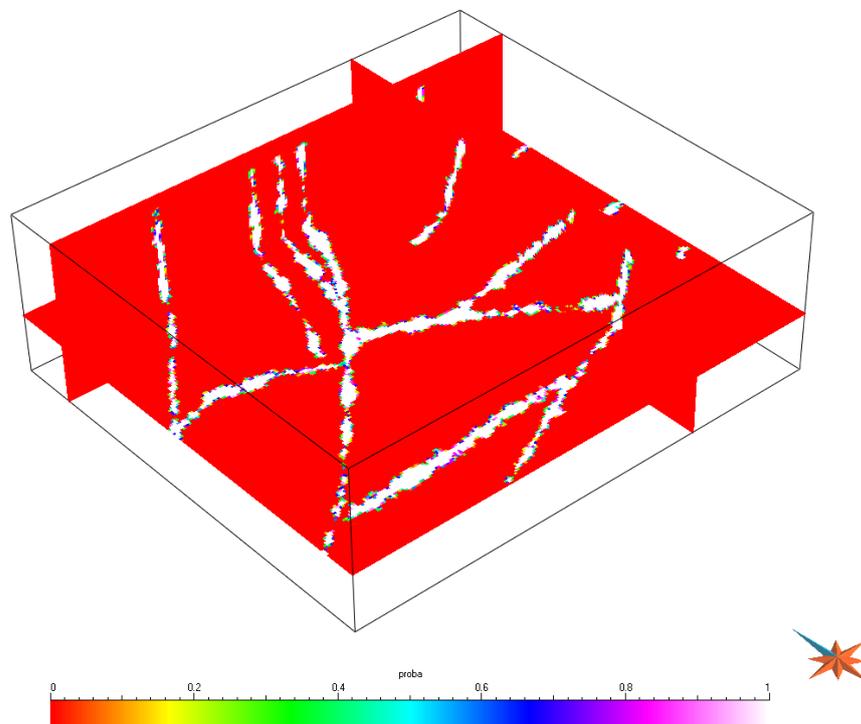
7.4 Conclusions

La diagenèse a un impact majeur sur les propriétés de réservoir. Les intégrer dans les modèles de faciès permet de mieux appréhender les hétérogénéités lithologiques et pétrophysiques des réservoirs. En complément de la modélisation des faciès sédimentaires, la méthodologie développée au cours de cette thèse permet de superposer des probabilités de faciès diagénétiques à celles des faciès sédimentaires. Deux phénomènes diagénétiques sont pris en compte : la diagenèse météorique précoce des carbonates et la diagenèse chimique tardive associée aux failles. Ces deux exemples sont à l'origine d'hétérogénéités spatiales considérables, dans les milieux carbonatés pour le premier cas et mixte dans le second.

La modélisation de la diagenèse météorique se fait dans l'espace de dépôt associé à l'espace chronostratigraphique dans lequel ont été estimées les probabilités de faciès sédimentaires (Chapitre 5). La solution proposée permet d'identifier les zones d'eau douce



(a) Zone endommagée avec seuil à 20m



(b) Probabilité de diagenèse, seuil à $20m \pm 5$

Fig. 7.11: Caractérisation de la zone endommagée et des faciès diagénétiques à partir du critère calculé. Données UQAT.

s'accompagnant de dissolution et cimentation, ainsi que la zone de mélange se caractérisant par une dolomitisation.

L'intégration des processus diagénétiques associés aux failles se fait directement dans l'espace géologique. Elle repose fortement sur la distance aux failles et permet de simuler stochastiquement la zone endommagée à chacune des failles. Il est ainsi possible de prendre en compte des phénomènes de cimentation de faille aboutissant à la compartimentation des réservoirs, ou de dissolution voire de karstification transformant les failles en conduits pour les écoulements fluides. Deux améliorations peuvent être apportées à la méthode proposée. La première consiste à simuler la zone endommagée faille par faille, en tenant compte du rejet de faille. En effet, l'épaisseur de la zone endommagée semble être d'autant plus grande que le rejet est important [Shipton et Cowie, 2003]. La seconde consiste à prendre également en compte le réseau des fractures connectées en supplément du réseau de faille. La méthodologie est la même, mais étendue à un nombre plus important d'objets.

Les probabilités de diagenèse obtenue peuvent ensuite être combinées à celles des faciès sédimentaires en utilisant les algorithmes de combinaison d'information auparavant présentés (Chapitre 1).

Conclusions

Bilan

La caractérisation naturaliste de la répartition et de l'hétérogénéité des faciès fait appel aux principes de la sédimentologie de faciès, à ceux de la chronostratigraphie et de la stratigraphie génétique, ainsi qu'à la description des faciès diagénetiques. L'objectif de ces travaux est d'intégrer ces connaissances et expertises géologiques dans les modèles de réservoirs, en plus des données d'observation. L'enjeu sous-jacent est d'obtenir un modèle réaliste et prédictif, que seule une caractérisation des faciès de qualité peut assurer. Les techniques de calage à l'historique de production (*history matching*) sont largement utilisées mais, bien qu'elles puissent éliminer un scénario donné, elles ne peuvent pas affirmer que tel ou tel modèle est "vrai" en raison de la non-unicité des causes de la production actuelle [Tamhane *et al.*, 1999]. La méthode développée dans cette thèse propose donc d'intégrer certains modèles conceptuels dans la modélisation numérique des faciès, afin de rendre les modèles de réservoirs géologiquement plus réalistes et de réduire les incertitudes qui leur sont associées.

Une des idées fondamentales de la méthode proposée est celle de l'intégration de règles géologiques dans l'estimation des probabilités de faciès. L'application de cette idée repose sur l'interpolateur DSI qui permet de prendre en compte un grand nombre de contraintes numériques lors de l'interpolation d'une variable et sur le modèle tau, qui rend possible la combinaison de plusieurs champs de probabilités en tenant compte de leur redondance (Chapitre 1).

Cette approche est également possible grâce au modèle GeoChron, qui est assimilable à une corrélation stratigraphique à haute résolution des marqueurs isochrones observés sur les puits ou sur la sismique (Chapitre 2). En premier lieu, le modèle GeoChron fournit une paramétrisation 3D de l'espace géologique permettant de construire un espace chronostratigraphique dans lequel la description des objets sédimentaires est plus simple car ils n'y sont ni faillés ni plissés mais correspondent à leur état au moment du dépôt. En outre, le modèle GeoChron fournit une approximation du taux de sédimentation, qui permet de caractériser les variations de paysage sédimentaire (Chapitres 3, 4 et 5), ainsi que les différents régimes de sédimentation à mettre en relation avec les notions de distalité et de partitionnement volumétrique des sédiments (Chapitres 3, 4 et 6).

La méthodologie développée consiste ainsi à générer plusieurs champs de probabilités de faciès à partir d'informations et de données différentes pour ensuite les combiner. À partir du champ des probabilités combinées peuvent être générés un nombre de réali-

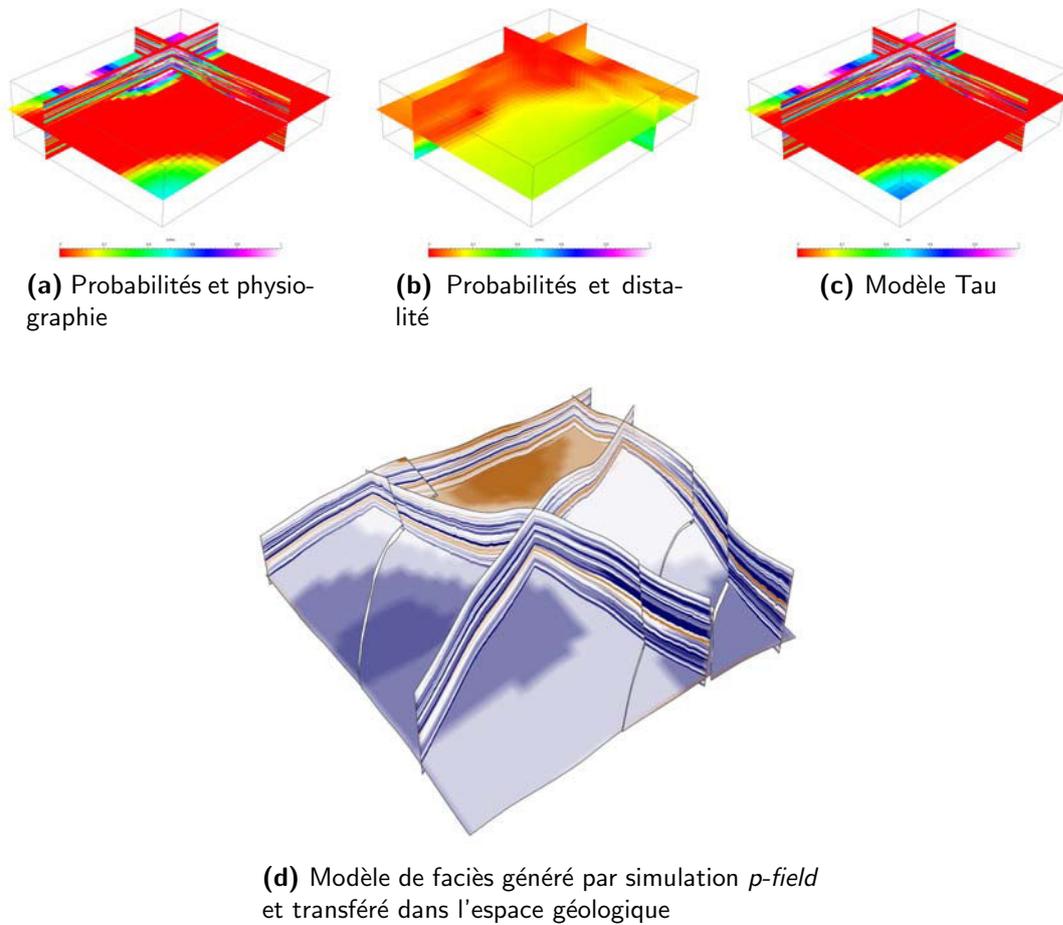


Fig. 1: Illustration de la méthodologie de modélisation des faciès sédimentaires proposée. À partir d'un champ de probabilités issu des règles de contrôle physiographique des faciès (a) et d'un champ de probabilités tenant compte de la distalité et des variations latérales de faciès (b), un cube de probabilité est obtenu par combinaison avec le modèle tau (c). Une simulation *p-field* est réalisée et le modèle de faciès obtenu est peint dans l'espace géologique (d).

sations stochastiques équiprobables par simulation *probability field*, par la méthode des gaussiennes tronquées ou par des algorithmes de simulation multi-points. En pratique, les outils mis en œuvre dans cette thèse permettent :

- d'estimer les probabilités de faciès en respectant des règles de contrôle physiographique et stratigraphique des environnements de dépôt (Figure 1a) (Chapitre 5) ;
- d'estimer les probabilités de faciès sédimentaire en accord avec l'enregistrement stratigraphique de la distalité et les règles de transition latérales de faciès (Figure 1b) (Chapitre 6) ;
- de quantifier la probabilité d'apparition de faciès diagénétiques (Chapitre 7) ;
- de combiner ces différents probabilités en un cube unique (Figure 1c), constituant un des paramètres d'entrée de méthodes stochastiques de simulation classiques (Figure 1d) (Chapitre 1).

Validité de la méthodologie proposée

La validité de la méthodologie proposée dans cette thèse peut être discutée selon deux points de vue : la validité théorique des concepts et des outils employés, et la validation des outils développés sur des jeux de données réels et plus complexes que des exemples synthétiques.

Validité des concepts et outils employés

Les concepts intervenant dans le modèle de faciès proposé sont ceux de la stratigraphie génétique et de la sédimentologie de faciès. Si la sédimentologie de faciès est largement acceptée, la stratigraphie génétique essuie encore quelques critiques, notamment concernant la valeur isochrone des limites d'unités génétiques. Nous ne discutons pas la validité de la stratigraphie génétique. Toutefois, il faut garder à l'esprit que cette connaissance *a priori* peut être la composante majeure de l'incertitude du modèle de réservoir, et donc que le modèle que nous générons ne doit pas être systématiquement considéré comme optimal vis-à-vis de la réalité géologique.

Validation sur des jeux de données réels

En dehors des tests effectués sur des jeux de données synthétiques, le modèle développé pendant cette thèse a été appliqué à deux modèles réels : un premier de subsurface réalisé avec Total et un second à l'affleurement réalisé en collaboration avec l'Université de Provence.

Modèle de subsurface. Les méthodes et outils proposés ont été testés en collaboration avec Total sur un modèle de réservoir en production, qui est donc assez bien connu grâce au calage d'historique (*history matching*). En particulier, le modèle de corrélation stratigraphique était très détaillé, permettant ainsi de générer un modèle GeoChron précis, limitant les approximations lors du calcul de la paramétrisation (u, v, t). Le modèle de faciès produit avec ce jeu de données ne repose que sur une règle de contrôle physiographique associant les faciès à la bathymétrie. Les résultats qui en découlent sont néanmoins cohérents avec les interprétations stratigraphiques et le modèle sédimentologique fournis (voir Figures 5.14 et 5.15). Qui plus est, ces résultats semblent également cohérents avec les modèles 3D de faciès précédemment réalisés.

Modèle à l'affleurement. La méthodologie proposée a également été appliquée à un analogue des réservoirs carbonatés moyen-orientaux, situé à l'affleurement dans le synclinal du Beausset (Provence, France) [Durand-Riard, 2007; Durand-Riard *et al.*, 2007]. Les intérêts principaux de ce jeu de données sont :

- De pouvoir être validé directement par une comparaison avec les affleurements. Le modèle est construit en tout point comme s'il s'agissait d'un modèle de subsurface,

afin de valider, par comparaison avec les observations de terrain, à la fois l'acquisition des données et la méthode de modélisation numérique [Gari, 2007].

- D'être représentatif d'un grand nombre des réservoirs carbonatés de subsurface.
- D'être d'une relative complexité, puisque le bassin passe d'un système de plateforme au Nord, à une rampe, puis à des apports détritiques terrigènes au Sud [Floquet *et al.*, 2005]. Une large gamme de faciès sédimentaires et d'agencement d'environnements de dépôt est ainsi abordée.

Les résultats du modèle réalisé sont encourageants puisque les fourchettes des taux de sédimentation et d'accommodation calculés sont cohérentes avec les études antérieures de cette région [Durand-Riard *et al.*, 2007]. Seules les variations latérales de topographie ne sont pas totalement cohérentes avec les cartes interprétées. Cette incohérence a été interprétée comme un manque de précision des corrélations stratigraphiques et du modèle GeoChron. Nous invitons le lecteur à se référer à l'article [Durand-Riard *et al.*, 2007] pour plus de détails sur ces résultats.

Limites du modèle proposé

Influence des différents paramètres du modèle

Il a été répété au cours de cette thèse que les résultats fournis par l'interpolateur DSI peuvent être considérés comme les résultats optimaux au sens des moindres carrés, et tenant compte des données d'observation et des contraintes numériques imposées. Cependant, selon les réglages de l'interpolateur DSI – facteur d'ajustement, poids relatif des contraintes les unes par rapport aux autres, etc. – les résultats ne sont pas les mêmes. Il est donc légitime de se demander quelle est l'influence des différents paramètres sur le modèle. Pour cela, un nouveau projet a été entamé, visant à définir des métriques caractérisant la qualité d'une interpolation [Gerland *et al.*, 2007]. À partir de ce critère de qualité, assimilable à une fonction objective, une analyse de sensibilité des différents paramètres peut être menée. Cette étude de sensibilité met en évidence quels paramètres ont la plus forte contribution dans l'incertitude du modèle généré. Cela permet ainsi de cibler des priorités dans l'étude des incertitudes des paramètres d'interpolation ou dans la quantification de l'incertitude associée aux modèles conceptuels invoqués.

Les premiers résultats obtenus tendent à montrer que la paramétrisation GeoChron, et donc que les corrélations stratigraphiques qui y sont associées, ont généralement l'impact le plus fort sur le résultat généré. Cette observation semble assez logique, ou du moins intuitive, dans la mesure où la paramétrisation GeoChron intervient lorsqu'il s'agit de (1) contraindre le taux d'accommodation par le taux de sédimentation pour assurer les migrations progradantes et rétrogradantes, (2) contraindre l'interpolation des fonctions d'appartenance par le gradient horizontal du taux de sédimentation, (3) positionner les objets dans l'espace chronostratigraphique.

Quantification des incertitudes

Le paradoxe de la méthodologie proposée est de réduire l'incertitude du modèle généré, dans la mesure où sont intégrées un grand nombre de données objectives et de modèles conceptuels proches des phénomènes géologiques mis en jeu, alors que dans le même temps elle ne peut pas estimer l'incertitude du modèle produit. Il existe deux grandes familles de méthodes évaluant l'incertitude d'un modèle :

1. Les méthodes *bootstrap* qui répètent la procédure d'estimation sur un réarrangement des paramètres d'entrée déduit à partir des données ou d'une distribution analytique (*e.g.* Dirichlet) et fournit une estimation de la loi de distribution de l'estimation A^* de l'unique et inconnue valeur a [Massonnat, 1997; Haas et Formery, 2002].
2. Les méthodes bayésiennes qui s'appuient sur la probabilité *a priori* de l'inconnue A et la mettent à jour grâce à une fonction de vraisemblance des données (*likelihood*) [Caumon *et al.*, 2004].

En pratique, une approche *bootstrap* serait plus adaptée à notre modèle. Elle permettrait d'évaluer l'impact des incertitudes associées aux modèles conceptuels (modèle sédimentologique, interprétation stratigraphique, corrélations stratigraphique). Il s'agirait ainsi de calculer un modèle de faciès pour différents scénarii géologiques possibles pour en déduire une loi de distribution des estimations.

Perspectives

Les pistes de poursuites possibles de ces travaux sont d'abord de pallier les problèmes et limites rencontrés. Ainsi développer un cadre efficace pour l'analyse de la sensibilité des paramètres du modèle permettrait de continuer sur cette démarche en appliquant différents scénarii aux paramètres qui influent le plus sur le modèle de faciès produit. Pour que ce cadre d'analyse soit efficace, le temps de calcul du modèle devra être accéléré. En ce sens, un algorithme d'interpolation DSI multigrille sur les grilles cartésiennes a été ébauché, mais mériterait d'être plus abouti.

En outre, le cadre extensible de définition des règles de contrôle des faciès a permis d'établir avec la même base de données des règles concernant les faciès sédimentaires et d'autres concernant les faciès diagénétiques. Une piste sans doute intéressante serait de continuer à définir de nouvelles règles de contrôle augmentant ainsi le degré de connaissances géologiques considérées par le modèle.

Enfin la définition d'un outil de corrélation semi-automatique des marqueurs stratigraphiques, permettant de quantifier et propager les incertitudes liées au modèle structural, à l'acquisition sismique ou à l'interprétation des logs de puits, serait un atout considérable.

Bibliographie

- AHMED, S. et DE MARSILY, G. *Comparison of geostatistical methods for estimating transmissivity using data on transmissivity and specific capacity*. Water Resources Research, 1987, vol. 23, n°9, pp. 1717–1737.
- ALLEN, P. A. et ALLEN, J. R. *Basin Analysis : Principles and Applications*. 2nd éd. Blackwell Publishing, 2005. 549 p.
- BADIOZAMANI, K. *The Dorag dolomitization model, application to the Middle Ordovician of Wisconsin*. Journal of Sedimentary Research, 1973, vol. 43, pp. 965–984.
- BARDOSSY, A., BOGARDI, I. et KELLY, W. E. *Imprecise (fuzzy) information in geostatistics*. Mathematical Geology, 1988, vol. 20, n°4, pp. 287–311.
- BENEDICT, G. et WALKER, K. *Paleobathymetric analysis in Paleozoic sequences and its geodynamic significance*. American Journal of Science, 1978, vol. 278, pp. 579–607.
- BITZER, K. et SALAS, R. *SIMSAFADIM : three-dimensional simulation of stratigraphic architecture and facies distribution modeling of carbonate sediments*. Computers & Geosciences, 2002, vol. 28, pp. 1177–1192.
- BORNHOLDT, S., NORDLUND, U. et WESTPHAL, H. *Inverse stratigraphic modeling using genetic algorithms*. In HARBAUGH, J. W., WATNEY, W. L., RANKEY, E. C. *et al.* (Eds), Numerical Experiments in Stratigraphy : Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations. SEPM Special Publications , 1999.
- CAERS, J. *Geostatistical reservoir modelling using statistical pattern recognition*. Journal of Petroleum Science and Engineering, 2001, vol. 29, pp. 177–188.
- CAERS, J., AVSETH, P. et MUKERJI, T. *Geostatistical integration of rock physics, seismic amplitudes and geological models in North-Sea turbidite systems*. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition, 2001. SPE 71321.
- CANCINO, L. et NEVES, R. *Hydrodynamic and sediment suspension modelling in estuarine systems. Part I : Description of the numerical models*. Journal of Marine Systems, 1999, vol. 22, pp. 105–116.
- CATUNEANU, O. *Sequence stratigraphy of clastic systems : concepts, merits, and pitfalls*. Journal of African Earth Sciences, 2002, vol. 35, pp. 1–43.

- CATUNEANU, O., WILLIS, A. J. et MIALL, A. D. *Temporal significance of sequence boundaries*. *Sedimentary Geology*, 1998, vol. 121, pp. 157–178.
- CAUMON, G. *Représentation, visualisation et modification de modèles volumiques pour les géosciences*. Th. Doct.. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2003.
- CAUMON, G. et MALLET, J.-L. *3D stratigraphic models : representation and stochastic modeling*. *In Proc. IAMG 2006*, 2006.
- CAUMON, G., STREBELLE, S., CAERS, J. K. *et al.* *Assessment of Global Uncertainty for Early Appraisal of Hydrocarbon Fields*. *In SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, 2004. SPE #89943.
- CHILÈS, J.-P. Simulation of a nickel deposit : problems encountered and practical solutions. *In VERLY, G., DAVID, M., JOURNEL, A. G. et al.* (Eds), *Geostatistics for Natural Resources Characterisation*. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Netherlands, 1984. pp. 1015–1039.
- CHILÈS, J.-P. et DELFINER, P. *Geostatistics : Modeling Spatial Uncertainties*. Wiley Series in Probability and Statistics, 1999. 696p.
- CLEMEN, R. T. et WINKLER, R. L. *Combining probability distributions from experts in risk analysis*. *Risk Analysis*, 1999, vol. 19, n°2, pp. 187–203.
- CLIFTON, H. E. *Sedimentological approaches to paleobathymetry, with applications to the Merced Formation of central California*. *Palaios*, 1988, vol. 3, pp. 507–522.
- COE, A. L., BOSENCE, D. W. J., CHURCH, K. D. *et al.* *The sedimentary record of sea-level change*. Cambridge University Press, 2003. 288 p.
- COGNOT, R. *La méthode DSI : optimisation, implémentation et applications*. Th. Doct.. Institut National Polytechnique de Lorraine, 1996.
- CROSS, T. A. Controls on coal distribution in transgressive–regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, USA. *In WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. et al.* (Eds), *Sea-Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publications, 1988. pp. 371–380.
- CROSS, T. A. High-resolution stratigraphic correlation from perspectives of base-level cycles and sediment accommodation. *In DOLSON, J.* (Ed), *Unconformity Related Hydrocarbon Exploration and Accumulation in Clastic and Carbonate Settings*. Rocky Mountain Association of Geologists, 1991. pp. 28–41.
- CROSS, T. A., BAKER, M. R., CHAPIN, M. A. *et al.* *Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis*. *In ESCHARD, R. et DOLIGEZ, B.* (Eds), *Reservoir Characterisation from Outcrop Investigations*. Paris : Technip, 1993. Proc. 7th Exploration and Production Research Conference, pp. 11–33.

-
- CROSS, T. A. et HOMEWOOD, P. W. *Amanz Gressly's role in founding modern stratigraphy*. Geological Society of America Bulletin, 1997, vol. 109, pp. 1617–1630.
- CROSS, T. A. et LESSENGER, M. A. Sediment volume partitioning : rationale for stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation. *In* SANDVIK, K. O., GRADSTEIN, F. et MILTON, N. (Eds), Predictive High Resolution Sequence Stratigraphy. Norwegian Petroleum Society Special Publication, 1998. pp. 171–196.
- CROSS, T. A. et LESSENGER, M. A. Construction and application of a stratigraphic inverse model. *In* W., Harbaugh J., WATNEY, W. L., RANKEY, E. C. *et al.* (Eds), Numerical Experiments in Stratigraphy : Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations. SEPM Special Publications , 1999.
- DE GROOT, Paul et BRIL, Bert. *The open source model in geosciences and opendtect in particular*. SEG Technical Program Expanded Abstracts, 2005, vol. 24, n°1, pp. 802–805.
- DEMICO, R. V. *Cycopath 2D – a two dimensional, forward model of cyclic sedimentation on carbonate platforms*. Computers & Geosciences, 1998, vol. 24, n°5, pp. 405–423.
- DEUTSCH, C. V. et JOURNAL, A. G. *GSLIB : Geostatistical Software Library and User's Guide*. 2nd éd. Oxford University Press, 1998.
- DOLIGEZ, B., GRANJEON, D., JOSEPH, P. *et al.* How can stratigraphic modelling help to constrain geostatistical reservoir simulations. *In* HARBAUGH J.W., Watney W.L., Rankey E.C. Slingerland R. Goldstein R. H. et K., Franseen E. (Eds), Numerical Experiments in Stratigraphy : Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations. SEPM Special Publications , 1999.
- DOWD, P. A., PARDO-IGÚZQUIZA, E. et XU, C. *Plurigau : a computer program for simulating spatial facies using the truncated plurigaussian method*. Computers & Geosciences, 2003, vol. 29, pp. 123–141.
- DRISCOLL, N. W. et KARNER, G. D. *Three-dimensional quantitative modeling of clinoform development*. Marine Geology, 1999, vol. 154, pp. 383–398.
- DUBOIS, D. et PRADE, H. *Fuzzy sets and probability : misunderstandings, bridges and gaps*. *In* Proceedings of the Second IEEE Conference on Fuzzy Systems, 1993. pp. 1059–1068.
- DUBRULE, O. *Geostatistics for Seismic Data Integration in Earth Models*. sponsored by the Society of Exploration Geophysicists & European Association of Geoscientists and Engineers, 2003.
- DUBRULE, O., THIBAUT, M., LAMY, Ph. *et al.* *Geostatistical reservoir characterization constrained by 3d seismic data*. Petroleum Geoscience, 1998, vol. 4, pp. 121–128.

- DURAND-RIARD, P. *Validating the Thalassa facies model on the Beausset Basin and integrating meteoric diagenesis in carbonated reservoirs*. Th. Maît.. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2007.
- DURAND-RIARD, P., KEDZIERSKI, P. et GARI, J. *Thalassa facies simulation and geological reality face to face : Application to the Beausset Basin (Provence, France)*. In 27th Gocad Meeting Proceedings, 2007. Gocad Research Group.
- EICHER, D. *Paleobathymetry of Cretaceous Greenhorn Sea in eastern Colorado*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1969, vol. 53, pp. 1075–1090.
- EMBRY, A. F. *Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup basin, Canadian Arctic archipelago*. Canadian Journal of Earth Sciences, 1993, vol. 30, pp. 301–320.
- EMERY, D., MYERS, K., G., Bertram *et al.* *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd, 1996. 297p.
- ESCHARD, R. *Geological factors controlling sediment transport from platform to deep basin : a review*. Marine and Petroleum Geology, 2001, vol. 18, pp. 487–490.
- FANG, J. H. *Fuzzy logic and geology*. Geotimes, 1997, vol. 42, pp. 23–26.
- FICHTL, P., FOURNIER, F. et ROYER, J.-J. *Cosimulations of lithofacies and associated reservoir properties using well and seismic data*. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition, 1997. SPE #38680.
- FLOQUET, M., GARI, J., HENNUY, J. *et al.* *Sédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques dans un bassin en transtension, séries d'âge Cénomanién à Coniacien moyen du Bassin Sud-Provençal*. In 10^{ème} Congrès Français de Sédimentologie. Paris : Association Française de Sédimentologie, 2005. Livret Guide d'Excursion Géologique, pp. 80.
- FRANK, T. *Advanced visualization and modeling of tetrahedral meshes*. Th. Doct.. Institut National Polytechnique de Lorraine & TU-Freiberg, 2006.
- FROIDEVAUX, R. *Probability field simulation*. In SOARES, A. (Ed), *Geostatistics Troia* 1992. Kluwer, Dordrecht, 1992. pp. 73–84.
- GALLI, A., BEUCHER, H., LE LOC'H, G. *et al.* *The pros and cons of the truncated Gaussian method*. In ARMSTRONG, M. et DOWD, P. A. (Eds), *Geostatistical Simulations*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1994. pp. 217–233.
- GALLOWAY, W. E. *Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units*. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1989, vol. 73, pp. 125–142.

-
- GARI, J. *Modélisation stratigraphique haute résolution 3D de systèmes sédimentaires carbonatés : les affleurements de la marge carbonatée du Beausset d'âge Cénomanién à Coniacien moyen (Provence, France)*. Th. Doct.. Université de Provence, 2007. (Thèse en cours, soutenance prévue en Septembre 2007).
- GERLAND, S., KEDZIERSKI, P. et CAUMON, G. *Defining objective functions for sensitivity analysis of interpolation parameters*. In 27th Gocad Meeting Proceedings, 2007. Gocad Research Group.
- GILES, M. R. *Diagenesis : a quantitative perspective. Implications for basin modelling and rock property prediction*. Kluwer Academic, 1997.
- GOOVAERTS, P. *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. New York : Oxford University Press, 1997.
- GOOVAERTS, P. *Using elevation to aid the geostatistical mapping of rainfall erosivity*. Catena, 1999, vol. 34, pp. 227–242.
- GRANJEON, D. *Modélisation stratigraphique déterministe. Conception et application d'un modèle diffusif 3D multilithologique*. Th. Doct.. Université de Rennes, 1996.
- GRANJEON, D. et JOSEPH, P. Concepts and applications of a 3D multiple lithology, diffusive model in stratigraphy modelling. In Numerical Experiments in Stratigraphy : Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations. SEPM Special Publications 62, 1999.
- GRESSLY, A. *Observations géologiques sur le Jura soleurois*. Nouveaux mémoires de la Société Helvétique des Sciences Naturelles, 1838, vol. 2, pp. 349. Neuchâtel.
- GUADAGNINI, L., GUADAGNINI, A. et TARTAKOVSKY, D. M. *Probabilistic reconstruction of geologic facies*. Journal of Hydrology, 2004, vol. 294, pp. 57–67.
- GUILLOCHEAU, F. *Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, 1995, vol. 320, pp. 1141–1157.
- HAAS, A. et FORMERY, P. *Uncertainties in Facies Proportion Estimation I. Theoretical Framework : The Dirichlet Distribution*. Mathematical Geology, 2002, vol. 34, n°6, pp. 679–702.
- HALLAM, A. *The depth significance of shales with bituminous laminae*. Marine Geology, 1967, vol. 5, pp. 473–480.
- HANSHAW, B. B., BACK, W. et DEICKE, R. G. *A geochemical hypothesis for dolomitization by groundwater*. Economic Geology, 1971, vol. 66, pp. 710–724.
- HOMEWOOD, P. W. et EBERLI, G. P. *Genetic stratigraphy on the exploration and production scales - case studies from the Pennsylvanian of the Paradox Basin and the Upper Devonian of Alberta*. Mémoire 24 : Centre Recherche Elf Exploration et Production, 2000. 290 pp.

- HOMWOOD, P. W., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R. *et al.* *Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée.* Bulletin du Centre de Recherche d'Exploration – Production d'Elf Aquitaine, 1992, vol. 16, n°2, pp. 357–381.
- HOMWOOD, P. W., MAURIAUD, P. et LAFONT, F. *Best practices in sequence stratigraphy for exploration and reservoir engineers.* Bulletin du Centre de Recherche d'Exploration – Production d'Elf Aquitaine, 1999, vol. 25, pp. 81.
- HUTTON, J. *Theory of the Earth.* Geological Society, 1899. 278 p.
- IMMENHAUSER, A. *High-rate sea-level change during the Mesozoic : new approaches to an old problem.* Sedimentary Geology, 2005, vol. 175, pp. 277–296.
- JERVEY, M. T. Quantitative geological modeling of siliclastic rock sequences and their seismic expression. *In* WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. St. C. *et al.* (Eds), *Sea-Level Changes – An Integrated Approach.* SEPM Special Publication, 1988. pp. 47–69.
- JORDAN, T. E. et FLEMINGS, P. B. *Large-scale stratigraphic architecture, eustatic variation, and unsteady tectonism : a theoretical evaluation.* Journal of Geophysical Research, 1991, vol. 96, n°B4, pp. 6681–6699.
- JOURNEL, A. G. *Combining knowledge from diverse sources : An alternative to traditional data independence hypotheses.* Mathematical Geology, 2002, vol. 34, n°5, pp. 573–596.
- JOURNEL, A. G. et HUIJBREGTS, C. J. *Mining geostatistics.* London Academic Press, 1978.
- JOURNEL, A. G. et ISAACS, E. H. *Conditional indicator simulation : Application to a Saskatchewan uranium deposit.* Mathematical Geology, 1984, vol. 16, n°7, pp. 685–718.
- KARNER, G. D. et DRISCOLL, N. W. Three-dimensional interplay of advective and diffusive processes in the generation of sequence boundaries. *In* ROBERTS, A. M. et KUSZNIR, N. J. (Eds), *Tectonic, Magmatic and Depositional Processes at Passive Continental Margins.* Journal of the Geological Society, London, 1997. pp. 443–449.
- KEDZIERSKI, P. *Simulation des dépôts sédimentaires marins à l'aide de la technique des lignes de courant.* Th. Maît.. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2004.
- KEDZIERSKI, P., DURAND-RIARD, P. et CAUMON, G. *Three-dimensional prediction of diagenesis in reservoirs.* *In* 27th Gocad Meeting Proceedings, 2007. Gocad Research Group.
- KEDZIERSKI, P., LE SOLLEUZ, A., MALLET, J.-L. *et al.* *Sedimentological and stratigraphic modeling combining membership functions and sequence stratigraphy principles.* *In* 25th Gocad Meeting Proceedings, 2005. Gocad Research Group.

-
- KEDZIERSKI, P. et MALLET, J.-L. *Stochastic simulation of marine reservoirs through paleotopography modeling*. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition, 2006. Society of Petroleum Engineers. No. 102996.
- KEDZIERSKI, P. et MALLET, J.-L. *The Thalassa project*. In 26th Gocad Meeting Proceedings, 2006. Gocad Research Group.
- KEDZIERSKI, P., MALLET, J.-L. et CAUMON, G. *Combining stratigraphic and sedimentological information for realistic facies simulations*. In EAGE Petroleum Geostatistics, 2007. European Association of Geoscientists and Engineers.
- KEDZIERSKI, P., MALLET, J.-L., ROYER, J.-J. *et al.* *Prediction of non-stationary variables with spatial trend*. *Mathematical Geology*, 2007, vol. Submitted.
- KENYON, P. M. et TURCOTTE, D. L. *Morphology of a delta prograding by bulk sediment transport*. *Geological Society of America Bulletin*, 1985, vol. 95, pp. 1457–1465.
- KOOISTRA, J. A. et POTTER, D. K. *The links between global hydraulic elements, facies, grain size and sorting*. In EAGE (Ed), EAGE 67th Conference & Exhibition Proceedings, 2005.
- KRISHNAN, S. *Combining diverse and partially redundant information in the earth sciences*. Th. Doct.. Stanford University, 2004.
- KRISHNAN, S. et JOURNAL, A. *The tau model for data redundancy*. In 25th Gocad Meeting Proceedings, 2005. Gocad Research Group.
- LABAT, L. *Simulations stochastiques de faciès par la méthode des membership functions*. Th. Doct.. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2004.
- LABAT, L., SHTUKA, A., MALLET, J.-L. *et al.* *Facies simulation using membership functions and multi P-Field*. In 8th European Conference on the Mathematics of Oil Recovery, 2002.
- LECOUR, M., COGNOT, R., DUVINAGE, I. *et al.* *Modeling of stochastic faults and fault networks in a structural uncertainty study*. *Petroleum Geoscience*, 2001, vol. 7, pp. 31–42.
- LEFLON, B. *Développement de Neptune, outil de modélisation stochastique de réservoirs en environnement marin*. Rapport de stage de fin d'études : Ecole Nationale Supérieure de Géologie, 2002.
- LEFLON, B. *Modélisation des hétérogénéités lithologiques à l'échelle du réservoir pétrolier en milieu marin et fluvial*. Th. Doct.. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2005.
- LESSENGER, M. et LERCHE, I. *Inverse Modeling*. In HARBAUGH, J. W., WATNEY, W. L., RANNEY, E. C. *et al.* (Eds), *Numerical Experiments in Stratigraphy : Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations*. SEPM Special Publications , 1999.

- MACÉ, L. *Caractérisation et modélisation numériques tridimensionnelles des réseaux de fractures naturelles - Application au cas des réservoirs*. Th. Doct.. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2006.
- MALLARINO, G., GOLDSTEIN, R. H. et DI STEPHANO, P. *New approach for quantifying water depth applied to the enigma of drowning of carbonate platforms*. *Geology*, 2002, vol. 30, n°9, pp. 783–786.
- MALLET, J.-L. *Discrete smooth interpolation*. *ACM-Transactions on Graphics*, 1989, vol. 8, n°2, pp. 121–144.
- MALLET, J.-L. *Discrete smooth interpolation in geometric modeling*. *Computer-Aided Design*, 1992, vol. 24, n°4, pp. 177–191.
- MALLET, J.-L. *Geomodeling*. Oxford University Press, 2002.
- MALLET, J.-L. *Space-Time Mathematical Framework for Sedimentary Geology*. *Mathematical Geology*, 2004, vol. 36, n°1, pp. 1–32.
- MALLET, J.-L., MOYEN, R., FRANK, T. *et al.* *Getting rid of stratigraphic grids*. In 66th EAGE Annual Meeting, 2004.
- MALLET, J.-L. et SHTUKA, A. *Stratigraphic inversion integrating wells, seismic and sedimentology data*. In SEG, 67th Annual Int. Soc. of Expl. Geoph., 1997. pp. 1632–1635.
- MALLET, J.-L. et SHTUKA, A. *A transition probability DSI constraint*. In 20th Gocad Meeting Proceedings, 1999. Gocad Research Group.
- MAO, S. et JOURNAL, A. G. *Conditional 3D simulation of lithofacies with 2D seismic data*. *Computers & Geosciences*, 1999, vol. 25, pp. 845–862.
- MASSONNAT, G. *Breaking of a paradigm : Geology can provide 3D complex probability fields for stochastic facies modeling*. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition, 1999. Society of Petroleum Engineers. No.56652.
- MASSONNAT, G. J. *Sampling space of uncertainty through stochastic modelling of geological facies*. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition, 1997. Society of Petroleum Engineers. No. 38746.
- MATHERON, G. *Le krigeage universel*. Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique n° Vol. 1 : Centre de Ecole des Mines de Paris. Fontainebleau, 1969.
- MIDDLETON, G. V. *Johannes Walther's law of the correlation of facies*. *Geological Society of America Bulletin*, 1973, vol. 84, pp. 979–988.
- MILANKOVITCH, M. *Théorie Mathématique des Phénomènes Thermiques produits par la Radiation Solaire*. Paris : Gauthier-Villars, 1920.

-
- MITCHUM, R. M. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 11 : glossary of terms used in seismic stratigraphy. In PAYTON, C. E. (Ed), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1977. pp. 205–212.
- MOORE, C. H. *Carbonate Reservoirs - Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework*. Elsevier Science, *Developments in Sedimentology*, 2001. Tome 55. 460 p.
- MOYEN, R. *Neptune : modélisation de faciès contrôlée par la bathymétrie*. Rapport de stage de fin d'études : Ecole Nationale Supérieure de Géologie, 2001.
- MOYEN, R. *Paramétrisation 3D de l'espace en géologie sédimentaire : le modèle Geo-Chron*. Th. Doct.. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2005.
- MURON, P., TERTOIS, A. L., MALLET, J.-L. *et al.* *An efficient and extendible interpolation framework based on the matrix formulation of the discrete smooth interpolation*. In 25th Gocad Meeting Proceedings, 2005. Gocad Research Group.
- MUTO, T. et STEEL, R. J. *Principles of regression and transgression : the nature of the interplay between accommodation and sediment supply*. *Journal of Sedimentary Research*, 1997, vol. 67, n°6, pp. 994–1000.
- MUTO, T. et STEEL, R. J. *The accommodation concept in sequence stratigraphy : some dimensional problems and possible redefinition*. *Sedimentary Geology*, 2000, vol. 130, pp. 1–10.
- NORDLUND, U. *Formalising geological knowledge – with an example of modelling stratigraphy using fuzzy logic*. *Journal of Sedimentary Research*, 1996, vol. 66, n°4, pp. 689–698.
- NORDLUND, U. Stratigraphic modeling using common-sense rules. In HARBAUGH, J. W., WATNEY, W. L., RANNEY, E. C. *et al.* (Eds), *Numerical Experiments in Stratigraphy : Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations*. SEPM Special Publications , 1999.
- NORDLUND, U. FUZZIM : *Forward stratigraphic modeling made simple*. *Computers & Geosciences*, 1999, vol. 25, pp. 449–456.
- PERNARCIC, E., MASSONNAT, G. et MOYEN, R. *Neptune : a TotalFinaElf new methodology for building realistic reservoir models*. In 22th Gocad Meeting Proceedings, 2002. Gocad Research Group.
- POSAMENTIER, H. W., JERVEY, M. T. et VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition II : sequence and system tract models. In WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. *et al.* (Eds), *Sea-Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publications, 1988. pp. 125–154.

- POSAMENTIER, H. W. et VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework. *In* WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. St. C. *et al.* (Eds), *Sea-Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publication, 1988. pp. 100–124.
- PRIDDY, G. STRATSIM modeling. *In* WATNEY, W. L., RANKEY, E. C., FRANSEEN, E. K. *et al.* (Eds), *Numerical experiments in stratigraphy – an international workshop*. Kansas Geological Survey, 1996. pp. 127.
- QUIQUEREZ, A., ALLEMAND, P. et DROMART, G. *Discrimination between eustasy, tectonics and sediment supply in the western of the Mesozoic Subalpine Basin using a diffusion model*. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 1997, vol. 325, n°9, pp. 711–718.
- QUIQUEREZ, A., ALLEMAND, P. et DROMART, G. DIBAFILL : *a 3d two-lithology diffusive model for basin infilling*. *Computers & Geosciences*, 2000, vol. 26, pp. 1029–1042.
- RANKEY, E. C. *On the interpretation of shallow shelf carbonate facies and habitats : how much does water depth matter ?* *Journal of Sedimentary Research*, 2004, vol. 74, n°1, pp. 2–6.
- READING, H. G. *Sedimentary Environments : Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Scientific Publications, 1996. 704 p.
- RIVENAES, J. C. *Application of a dual lithology, depth-dependent diffusion equation in stratigraphic simulation*. *Basin Research*, 1992, vol. 4, pp. 113–146.
- ROBIN, C. *Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris*. Th. Doct.. Université de Rennes, 1995.
- ROBIN, C., ROUBY, D., GRANJEON, D. *et al.* *Expression and modelling of stratigraphic sequence distortion*. *Sedimentary Geology*, 2005, vol. 178, pp. 159–186.
- ROYER, J.-J. *Accounting for external drifts in curvilinear spaces*. *In* 27th Gocad Meeting Proceedings, 2007. Gocad Research Group.
- SCHLAGER, W. *Accommodation and supply – a dual control on stratigraphic sequences*. *Sedimentary geology*, 1993, vol. 86, pp. 111–136.
- SCHLAGER, W. *Fractal nature of stratigraphic sequences*. *Geology*, 2004, vol. 32, n°3, pp. 185–188.
- SHIPTON, Z. et COWIE, P. *A conceptual model for the origin of fault damage zone structures in high porosity sandstone*. *Journal of Structural Geology*, 2003, vol. 25, n°3, pp. 333–344.
- SLOSS, L. L. *Stratigraphic models in exploration*. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1962, vol. 46, pp. 1050–1057.

-
- SONNENFELD, M. D. et CROSS, T. A. Volumetric partitioning and facies differentiation within the Permian upper San Andres Formation of Last Chance Canyon, Guadalupe Mountains, New Mexico. In LOUCKS, R. G. et SARG, J. F. (Eds), Recent advances and applications of carbonate sequence stratigraphy. American Association of Petroleum Geologists, 1993. pp. 435–474.
- SOUCHE, L. *Méthodes numériques pour la représentation des failles et des structures géologiques faillées*. Th. Doct.. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2005.
- SRIVASTAVA, R. M. *Reservoir characterization with probability field simulation*. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition, 1992. pp. 927–938. SPE 24753.
- STONE, M. *The opinion pool*. Annals of Mathematical Statistics, 1961, vol. 32, pp. 1339–1342.
- STREBELLE, S. *Conditional simulation of complex geological structures using multiple-point statistics*. Mathematical Geology, 2002, vol. 34, n°1, pp. 1–22.
- STREBELLE, S. et JOURNEL, A. G. *Reservoir modeling using multiple-point statistics*. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition, 2001. SPE 71324.
- STROBEL, J., SOEWITO, F., KENDALL, C. G. St. C. *et al.* *Interactive (SEDPACK) simulation of clastics and carbonate sediments in shelf to basin settings*. Computers & Geosciences, 1989, vol. 15, pp. 1279–1290.
- SYVERSVEEN, A. R., SKORSTAD, A., SOLENG, H. H. *et al.* *Facies modelling in fault zones*. In 10th European Conference on the Mathematics of Oil Recovery, 2006.
- TAMHANE, D., WANG, L. et WONG, P. M. *The role of geology in stochastic reservoir modelling : The future trends*. In SPE Asia Pacific Oil and Gas Conference and Exhibition, 1999. Society of Petroleum Engineers. Paper 54307.
- TARANTOLA, A. *Inverse Problem Theory*. Elsevier, 1987. 630 pp.
- TERTOIS, A.-L. *Création et modification de modèles géologiques par champs de potentiel : application au modèle GeoChron*. Th. Doct.. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2007.
- TERTOIS, A.-L., CAUMON, G. et TITEUX, M.-O. *Fault uncertainty and ranking in tetrahedral models*. In 27th Gocad Meeting Proceedings, 2007. Gocad Research Group.
- TETZLAFF, D. M. et HARBAUGH, J. W. *Simulating clastic sedimentation*. New York : Van Nostrand Reinhold, 1989. 202 p.
- VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A. *et al.* The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In EINSELE, G., RICKEN, W. et SEILACHER, A. (Eds), Cycles and Events in Stratigraphy. Berlin, Heidelberg : Springer-Verlag, 1991.

- VAIL, P. R., MITCHUM, Jr. R. M., TODD, R. G. *et al.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *In* PAYTON, C. E. (Ed), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 1977. pp. 49–212.
- VAN WAGONER, J. C. Overview of sequence stratigraphy of foreland basin deposits : terminology, summary of papers, and glossary of sequence stratigraphy. *In* VAN WAGONER, J. C. et BERTRAM, G. T. (Eds), *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1995. pp. 9–21.
- VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M. *et al.* An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In* WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. *et al.* (Eds), *Sea-Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publications, 1988. pp. 39–45.
- VISHER, G. S. *Stratigraphic systems : origin and applications*. Academic Press, 1999. 700 pp.
- WACKERNAGEL, H. *Multivariate geostatistics : an introduction with applications*. Springer-Verlag, 1998.
- WATNEY, W. L., RANKEY, E. C. et HARBAUGH, J. W. Perspectives on stratigraphic simulation models : current approaches and future opportunities. *In* W., Harbaugh J., WATNEY, W. L., RANKEY, E. C. *et al.* (Eds), *Numerical Experiments in Stratigraphy : Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations*. SEPM Special Publications , 1999.
- WEBSTER, R. et OLIVER, M. *Geostatistics for Environmental Scientists*. Chichester : Statistics in Practice, 2001.
- WHEELER, H. E. *Time-Stratigraphy*. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 1958, vol. 42, n°5, pp. 1047–1063.
- XU, W., TRAN, T. T., SRIVASTAVA, R. M. *et al.* *Integrating seismic data in reservoir modeling : The collocated cokriging alternative*. *In* SPE Annual Technical Conference and Exhibition, 1992. pp. 833–842.
- YAO, T. et CHOPRA, A. *Integration of seismic attribute map into 3D facies modeling*. Journal of Petroleum Science and Engineering, 2000, vol. 27, pp. 69–84.

AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE
DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :

Madame Cécile ROBIN, Maître de Conférences, Université de Rennes 1, Rennes

Monsieur Jean BORGOMANO, Professeur, Université d'Aix-Marseille 1, Marseille

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Monsieur KEDZIERSKI Pierre

à soutenir devant un jury de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE, une thèse intitulée :

« Intégration de connaissances sédimentologiques et stratigraphiques dans la caractérisation 3D des faciès sédimentaires marins »

NANCY BRABOIS
2, AVENUE DE LA
FORET-DE-HAYE
BOITE POSTALE 3
F - 5 4 5 0 1
VANDŒUVRE CEDEX

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : « **Géosciences** »

Fait à Vandoeuvre, le 12 juin 2007

Le Président de l'I.N.P.L.,

F. LAURENT



Résumé

Quantifier les proportions et la distribution des lithofaciès est souvent une étape-clé de la modélisation numérique en géologie sédimentaire. En effet, sa qualité conditionnera notamment les modèles pétrophysiques et dynamiques qui en découleront. Plusieurs critères peuvent évaluer la qualité des modèles lithologiques. Parmi eux, on note (1) le respect des données d'observation disponibles, (2) leur cohérence avec les phénomènes physiques gouvernant la mise en place des corps sédimentaires, et (3) leur pouvoir explicatif et prédictif de la production des réservoirs.

Une méthode originale de génération de modèles faciologiques tridimensionnels a été développée permettant de prendre en compte simultanément les données de forage et sismiques disponibles, des règles sédimentologiques de répartition des sédiments, ainsi que des principes de stratigraphie séquentielle et génétique. Plusieurs cubes de probabilité d'occurrence des lithofaciès sont générés, chacun intégrant une ou plusieurs informations telles que les relations entre facies et paléo-environnement, le degré de confinement des environnements de dépôt, le contrôle stratigraphique sur la migration des corps sédimentaires, le partitionnement volumétrique des sédiments, les indices de diagenèse. Les différents cubes de probabilités générés sont ensuite combinés en prenant en compte la redondance des informations qu'ils traduisent.

La méthodologie proposée fournit ainsi un cadre extensible permettant l'intégration et la combinaison d'informations d'origine et de type divers, parfois redondantes et dont le poids dans le modèle final peut être pondéré en fonction de leur incertitude : données de forage, interprétation sismique et structurale, concepts stratigraphiques et sédimentologiques *a priori*, ou interprétations géologiques sous forme de courbes ou de cartes de proportion et d'environnement de dépôt.

Abstract

Quantifying the proportions and distribution of rock types is a key step in the numerical modeling workflow applied to sedimentary geology. Its quality will indeed condition both petrophysical and dynamical models deriving from it. Several criteria allow the appraisal of the lithological model quality. Among them are (1) the match of the sampled data, (2) the consistency with the physical phenomena controlling the deposition of sedimentary bodies, or (3) the fit and prediction of reservoir production.

An original method for the generation of tridimensional facies model has been implemented. It simultaneously accounts for well and seismic data, the sedimentological rules describing the spatial distribution of the rock types, or sequence stratigraphy principles. Different probability cubes are computed by integrating one or several information controlling the lithofacies occurrence. Several pieces of information can be integrated within this model : for instance, the relationships binding rock type and palaeoenvironment, the confinement degree of the deposition environment, the stratigraphic control of the shoreline migration, and the sediment volume partitioning or the diagenesis. The generated probability cubes can then be combined, considering the redundancy of the data they express.

The suggested methodology provides therefore an extensible framework for integrating data from diverse origins and types, sometimes redundant, and whose weight in the final model can be balanced according to the data uncertainty. For instance the suggested model handles well and seismic data, *a priori* knowledge coming from stratigraphy and sedimentology, geological interpretation through proportion curves or maps, or through depositional environment maps.